This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

**Usage guidelines**

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

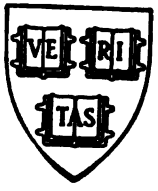
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

**About Google Book Search**

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

HARVARD UNIVERSITY




BERNHARD KUMMEL LIBRARY
OF THE
GEOLOGICAL SCIENCES

Transferred to
CABOT SCIENCE LIBRARY
June 2005

f 218
v. 1, pt. 2.

Mikroskopische

# PHYSIOGRAPHIE

der

## Mineralien und Gesteine.

Ein Hülfsbuch

bei mikroskopischen Gesteinsstudien

von

**H. Rosenbusch.**

Band I.

**Die petrographisch wichtigen Mineralien.**

Vierte neu bearbeitete Auflage

von

**H. Rosenbusch** und **E. A. Wülfing.**

**Stuttgart.**
E. Schweizerbartsche Verlagshandlung (E. Nägele).
1905.

Mikroskopische

# PHYSIOGRAPHIE

der

## petrographisch wichtigen Mineralien.

Von

**H. Rosenbusch** und **E. A. Wülfing.**

---

Zweite Hälfte: **Spezieller Teil.**

Vierte neu bearbeitete Auflage

von

**H. Rosenbusch.**

Mit 206 Figuren im Text, 20 Tafeln und einem Anhang:
**Hülfstabellen zur mikroskopischen Mineralbestimmung.**

---

**Stuttgart.**
E. Schweizerbartsche Verlagshandlung (E. Nägele).
1905.

H205.12

JUN 23 [illegible]
Mineralogical Laboratory.

Lippert & Co. (G. Pätz'sche Buchdr.), Naumburg a. S.

# Inhalt.


Seite

**Einleitung** . . . . . 1—4

**Amorphe Mineralien** . . . . . 5—8

Opal . . . . . 5

Kohlige Substanzen . . . . . 7

**Mineralien des regulären Krystallsystems** . . . . . 9—46

Pyrit . . . . . 9

Periklas . . . . . 10

Magnetit . . . . . 10

Chromit . . . . . 12

Spinellgruppe . . . . . 13

Fluorit . . . . . 15

Granatgruppe . . . . . 17

Leucit . . . . . 27

Sodalithgruppe . . . . . 35

Analcim . . . . . 41

Perowskit . . . . . 43

Pyrrhit . . . . . 45

**Mineralien des quadratischen Krystallsystems** . . . . . 47—74

Rutil . . . . . 48

Anatas . . . . . 53

Cassiterit . . . . . 55

Zirkon . . . . . 57

Xenotim . . . . . 60

Hussakit . . . . . 61

Skapolithgruppe . . . . . 62

Gehlenit . . . . . 65

Vesuvian . . . . . 66

Melilith . . . . . 69

Melinophan . . . . . 73

**Mineralien des hexagonalen Krystallsystems** . . . . . 75—121

Graphit . . . . . 76

Magnetkies . . . . . 78

Hämatit . . . . . 79

Ilmenit . . . . . 81

Pyrophanit. Geikielith . . . . . 83

Korund . . . . . 84

Brucit . . . . . 87

Seite

Quarz . . . . . 88
Tridymit . . . . . 96
Calcit . . . . . 98
Dolomit und Braunspat . . . . . 102
Magnesit und Breunerit . . . . . 104
Eisenspat . . . . . 105
Alunit . . . . . 106
Apatit . . . . . 106
Nephelin und Eläolith . . . . . 109
Cancrinit . . . . . 113
Turmalin . . . . . 115
Eudialyt und Eukolit . . . . . 118
Hydronephelit und Ranit . . . . . 121

**Mineralien des rhombischen Krystallsystems** . . . . . 122—178

Brookit . . . . . 123
Pseudobrookit . . . . . 125
Goethit . . . . . 127
Diaspor . . . . . 127
Aragonit . . . . . 128
Hydromagnesit . . . . . 130
Anhydrit . . . . . 130
Andalusit . . . . . 131
Sillimanit . . . . . 135
Topas . . . . . 137
Dumortierit . . . . . 140
Grandidierit . . . . . 141
Staurolith . . . . . 142
Kornerupin und Prismatin . . . . . 144
Gruppe der rhombischen Pyroxene . . . . . 145
Gruppe der rhombischen Amphibole . . . . . 151
Olivingruppe . . . . . 154
Humit . . . . . 161
Lievrit . . . . . 162
Cordierit . . . . . 163
Lawsonit . . . . . 168
Zoisit . . . . . 169
Prehnit . . . . . 172
Astrophyllit . . . . . 174
Talk . . . . . 176
Natrolith . . . . . 177
Thomsonit . . . . . 178

**Mineralien des monoklinen Krystallsystems** . . . . . 179—313

Baddeleyit . . . . . 180
Hydrargillit . . . . . 182
Gips . . . . . 184
Monazit . . . . . 185
Lazulith . . . . . 188
Karpholith . . . . . 189
Sapphirin . . . . . 190
Chondrodit und Klinohumit . . . . . 191
Wollastonit . . . . . 194
Rosenbuschit . . . . . 197
Datolith . . . . . 198

Seite
Die Familie der monoklinen Pyroxene . . . . . 199
1. Die diopsidischen Pyroxene . . . . . 200
2. Die Augitreihe . . . . . 207
3. Die Alkalipyroxene . . . . . 213
Akmit und Ägirin . . . . . 213
Ägirinaugit . . . . . 217
Jadeit . . . . . 218
Spodumen. . . . . 219
Låvenit . . . . . 221
Wöhlerit . . . . . 223
Die Familie der monoklinen Amphibole . . . . . 224
1. Die Strahlsteingruppe . . . . . 225
2. Die Hornblendegruppe . . . . . 230
3. Die Gruppe der Alkaliamphibole . . . . . 238
Die Glaukophane . . . . . 239
Die Arfvedsonit-Riebeckitreihe . . . . . 241
Arfvedsonit . . . . . 242
Riebeckit . . . . . 244
Hastingsit . . . . . 246
Crossit . . . . . 246
Krokydolith . . . . . 248
Uralit . . . . . 249
Die Glimmergruppe . . . . . 251
Die Magnesia- und Eisenglimmer . . . . . 256
Biotit . . . . . 256
Anomit . . . . . 259
Lithionit . . . . . 260
Phlogopit . . . . . 261
Die Alkaliglimmer . . . . . 262
Muscovit . . . . . 262
Lepidolith . . . . . 264
Paragonit . . . . . 264
Bravaisit . . . . . 265
Astrolith . . . . . 266
Kaolin . . . . . 266
Nontronit . . . . . 268
Batavit . . . . . 268
Die Chloritgruppe . . . . . 269
Die Ottrelithgruppe . . . . . 276
Die Epidotgruppe . . . . . 281
1. Pistazit und Klinozoisit . . . . . 281
2. Piemontit und Manganepidot . . . . . 285
3. Orthit oder Allanit (Cerepidot) . . . . . 286
Fouquéit . . . . . 288
Lotrit . . . . . 289
Mosandrit und Johnstrupit . . . . . 289
Rinkit . . . . . 291
Titanit . . . . . 293
Monokline Zeolithe . . . . . 297
Monokliner Kalifeldspat. Orthoklas und Sanidin . . . . . 298
Die Reihe der Kali-Baryt-Feldspate . . . . . 309
Celsian und Hyalophan . . . . . 309
**Mineralien des triklinen Krystallsystems** . . . . . 314—385
Mikroklin . . . . . 315
Die triklinen Kalinatronfeldspate oder Anorthoklase . . . . . 325

Seite
Die Kalknatronfeldspate oder Plagioklase . . . . . 329
Disthen . . . . . 377
Serendibit . . . . . 379
Axinit . . . . . 380
Ainigmatit (Cossyrit) . . . . . 382
Hjortdahlit . . . . . 384
Hainit . . . . . 385
**Homogene Aggregate** . . . . . 386—394
Chalcedon . . . . . 387
Serpentin . . . . . 391
Glaukonit . . . . . 394
**Nachträge.**
Beckelith (S. 46) . . . . . 395
Zu Crossit (S. 246) . . . . . 395
Margarit (S. 276) . . . . . 396
**Register** . . . . . 397

## Druckfehler in Bd. I. 1.

Seite 4 Zeile 8 von unten statt konvergent lies konvergenten.
Seite 16 Zeile 12 von oben ist ein Hinweis auf Fig. 10 nachzutragen.
Seite 71 Zeile 18 von oben streiche die Wörter und (3).
Seite 84 Zeile 8 von oben statt Aus lies Zu.
Seite 155 Zeile 11 von oben statt $(\alpha = \frac{n}{\omega};\ \beta = \frac{n^1)}{\varepsilon})$ lies $(\sin\alpha = \frac{n}{\omega};\ \sin\beta = \frac{n^1)}{\varepsilon})$.
Seite 261 Zeile 1 von oben statt Umkehr lies Umkehrung.
Seite 263 Zeile 3 von unten statt und $\alpha$ Bytownit lies und den Brechungsexponenten $\alpha$ des Bytownits.
Seite 264 Zeile 14 von unten statt Grenzschichten lies Grenzflächen.
Seite 269 Zeile 10 von unten statt Fig. 191 lies Fig. 192.
Seite 270 Zeile 15 von oben statt Grenzschicht lies Grenzfläche.
Seite 275 Zeile 7 bis 10 von oben soll abgeändert werden in: aus dem sich ein Brechungsexponent $\varepsilon_2$ (nicht $\varepsilon''$ = ON, Fig. 196) berechnet, der nach Th. Liebisch[1]) sich als der reziproke Wert des Strahls OS (Fig. 196) darstellt. Unter den hier obwaltenden Beobachtungsverhältnissen erleiden also die Deduktionen, nach denen die durch Beobachtung gefundenen Indizes die reziproken Werte der Wellennormalen sein sollen (vgl. § 42) eine Ausnahme.
Seite 277 Zeile 5 von unten statt daß es gleichgültig sei lies daß es für die Konstanz des Ausdrucks $(n^2-1):d$ gleichgültig sei.
Seite 330 Zeile 2 von oben statt sin E = E : K lies sin E = D : K.
Seite 338 Zeile 18 von oben statt 1.71828 lies 2.71828.

## Druckfehler in Bd. I. 2.

Seite 16 Zeile 3 von unten statt 1.83437 lies 1.43437.
Seite 22 Zeile 23 von oben statt 4.6 lies 3.6.
Seite 49 Zeile 13 von unten statt Dakota. Sp. G. lies Dakota sp. G.
Seite 109 Zeile 6 von oben statt Ca lies Na.
Seite 124 Zeile 16 von oben statt $aV_{na}$ lies $2V_{na}$.
Seite 127 Zeile 17 von oben statt leicht lies licht.
Seite 128 Zeile 1 von oben statt $\beta - \alpha = 0.028$ lies $\beta - \alpha = 0.020$.
Seite 140 Zeile 12 von unten statt $AlB_2O_6$ lies $AlB_3O_6$.
" Zeile 2 von unten statt geringer lies geringen.
Seite 141 Zeile 1 von unten statt CaO 210 lies CaO 2.10.
Seite 157 Zeile 14 von unten statt Brugnate lies Brugnatelli.
Seite 164 Zeile 1 von unten statt $1\bar{3}0$ lies $\bar{1}30$.
Seite 181 Zeile 2 von unten statt a : c lies $\mathfrak{a}$ : c.
Seite 304 Figur 163 statt b lies $\mathfrak{b}$.
Seite 312 Figur 166 statt 384 lies 3.38.
Seite 337 Zeile 19 von unten statt Bakerville lies Bakersville.
Seite 342 Zeile 13 von oben statt Oligoklas lies Oligoklasalbit.
Seite 347 Zeile 19 von unten statt $\frac{M_1}{M_2}$ lies $\frac{m_1}{m_2}$.
Seite 351 Zeile 10 von unten statt $Ab_{50}$ lies $Ab_{50}An_{50}$.
Seite 377 Fig. 201 zeigt richtige Orientierung, wenn sie von der Rückseite betrachtet wird.
Taf. XX auf Pol $\lambda = 0$, $\varphi = -90°$ statt 28 lies 26.
Taf. XX. Der Pol der Fläche 100 ist um 3° 12′ nach links zu verschieben.

Die Bestimmung der Mineralien unter dem Mikroskop stützt sich vorwiegend auf die Erforschung der optischen Eigenschaften in ihren Beziehungen zu den durch Umrisse und Blätterdurchgänge angedeuteten Krystallformen. Es wird dadurch selbstverständlich, daß die Anordnung der zur Besprechung gelangenden Mineralien in dem beschreibenden Teile dieses Buches eine solche nach den Krystallsystemen sein muß. Aus dem einleitenden allgemeinen Teil ergibt sich,[1]) daß die Mineralkörper nach ihrer optischen und krystallographischen Charakteristik sich in folgende Gruppen gliedern:

1. Isotrope Mineralien
   - amorphe Substanzen
   - regulär krystallisierend
2. Anisotrope Mineralien
   - a) mit einer optischen Axe (optisch einaxig)
     - quadratisch krystallisierend
     - hexagonal krystallisierend
   - b) mit zwei optischen Axen (optisch zweiaxig)
     - rhombisch krystallisierend
     - monoklin krystallisierend
     - triklin krystallisierend

Es gibt außerdem eine kleine Anzahl kryptokrystalliner Substanzen, welche sich mit Sicherheit als solche durch ihre Doppelbrechung charakterisieren, die aber stets nur in so mangelhafter Formenausbildung und so mikroskopischer Aggregation auftreten, daß sich ihr Krystallsystem nicht jedesmal mit Sicherheit feststellen läßt. Dieselben sollen als Aggregate zusammengestellt werden.

Obgleich sich nun aus dem allgemeinen Teil die Methoden der mikroskopischen Mineralbestimmung eigentlich von selbst ergeben, möge dennoch hier der Gang, den man bei einer solchen Bestimmung einzuschlagen hat, kurz angegeben werden.

Man wird sich zunächst die Frage vorzulegen haben, ob die fragliche Substanz eine optisch einheitliche oder ein Aggregat sei, dessen Einzelindividuen sich nicht nach Form und Verhalten gegen polarisiertes Licht ihrem Krystallsystem nach bestimmen lassen. Eine Substanz wird sich als eine einheitliche, als ein Individuum daran erkennen lassen, daß sie in ihrer ganzen Ausdehnung dasselbe optische Verhalten zeigt, soweit dieses nicht durch etwaige Zwillingsbildung modifiziert wird. Man wird also die Substanz zwischen gekreuzten Nicols in parallelem

[1]) Ein Hinweis auf die in Betracht kommenden Paragraphen des allgemeinen Teils ist nicht gegeben, da das ausführliche Inhaltsverzeichnis jenes Teils ein leichtes Auffinden ermöglicht.

Licht studieren und untersuchen, ob bei Doppelbrechung die Auslöschung durch die ganze Ausdehnung derselben hin, oder doch in den einzelnen verzwillingten Individuen, gleichzeitig bei entsprechender Drehung mit dem Mikroskoptisch eintritt. Ist dieses nicht der Fall, sondern zerfällt die in gewöhnlichem Licht anscheinend einheitliche Substanz in eine Anzahl unregelmäßig gegeneinander begrenzter, oder zu einem mehr oder weniger sphaerischen Gebilde verbundener, strahliger oder blätteriger, nicht einzeln bestimmbarer Individuen, für deren Gesamtheit niemals gleichzeitig die Auslöschung bei Drehung zwischen gekreuzten Nicols stattfindet, so liegt ein krystallines Aggregat vor.

Wurde die Substanz als eine optisch einheitliche erkannt, so ist zu untersuchen, ob dieselbe zu den isotropen oder anisotropen gehöre. Eine isotrope Substanz ist dadurch charakterisiert, daß dieselbe bei einer vollen Drehung zwischen gekreuzten Nicols im parallelen Lichte dunkel bleibt, während sie bei parallelen Nicols in jeder Lage die gleiche Helle und die gleiche Farbe zeigt. In keinerlei Stellung und bei keinerlei Richtung der Nicols zueinander kann eine isotrope Substanz Interferenzfarben zeigen. Da nun auch eventuell doppelbrechende einaxige Körper dasselbe Verhalten besitzen können, wenn sie nämlich senkrecht zur optischen Axe getroffen wurden, so wird man, nachdem das isotrope Verhalten im parallelen Lichte konstatiert wurde, im konvergenten Lichte prüfen. Erhält man hierbei keinerlei Interferenzfigur, so ist die Substanz isotrop und also amorph oder regulär. Um nicht eine sehr geringe Doppelbrechung, welche bei der bloßen Untersuchung zwischen gekreuzten Nicols im weißen Lichte zumal dann leicht zu Täuschung Veranlassung geben könnte, wenn das Gesichtsfeld nicht vollkommen lichtlos, sondern grau erscheint, zu übersehen, wird man sich einer der im ersten Teil dieses Bandes beschriebenen stauroskopischen Methoden bei der Prüfung im parallelen Lichte bedienen.

Die Entscheidung, ob eine isotrope Substanz amorph oder regulär sei, wird sich im allgemeinen leicht aus der Formenentwicklung und aus dem Vorhandensein oder Fehlen von Spaltdurchgängen ergeben. Amorphe Körper zeigen keine selbständige Begrenzung, sondern sind in ihrer Gestalt stets von den sie umgebenden Substanzen abhängig; sie können keine Spaltbarkeit besitzen. Linien innerer Trennung sind demnach nicht geradlinig, wenn sie überhaupt vorhanden sind.

Hat man sich von der Anisotropie der untersuchten Substanz überzeugt, so wird zunächst festzustellen sein, ob sie zu den optisch einaxigen oder optisch zweiaxigen gehöre. Man sucht unter den vorhandenen Durchschnitten diejenigen auf, welche bei einer Drehung zwischen gekreuzten Nicols im parallelen Lichte die geringsten Farbenunterschiede zeigen, womöglich solche, die in jeder Lage ganz gleich dunkel oder gleichmäßig hell erscheinen. Die ersteren werden alsdann im konvergenten Lichte das Axenkreuz der einaxigen Substanzen, die zweiten den Axenbalken der zweiaxigen mit oder ohne isochromatische Kurven zeigen. Alle andern Schnitte werden zwischen gekreuzten Nicols

bei einer vollen Drehung viermal in Abständen von 90° ein Maximum der Auslöschung und in den Zwischenstellungen eine Interferenzfarbe zeigen, die ihr Helligkeitsmaximum genau in der Mitte zwischen zwei Auslöschungsrichtungen hat. Bei parallelen Nicols wird die Substanz hell erscheinen in denjenigen Stellungen, wo sie vorher dunkel war, in jeder andern Lage erscheint sie wieder in einer Interferenzfarbe, welche komplementär zu derjenigen ist, die sie vorher zwischen gekreuzten Nicols aufwies.

Hat man die Substanz als optisch einaxig erkannt, so wird die Entscheidung zwischen dem quadratischen und hexagonalen System durch die Spaltbarkeit und die Krystallform gefunden. Bei quadratischen Substanzen sind die isotropen Durchschnitte, welche Axenbilder im konvergenten Licht zeigen, quadratisch oder oktogonal umgrenzt oder zeigen zwei zueinander rechtwinklige Spaltbarkeiten. — Bei hexagonalen Substanzen sind die Umrisse hexagonal, trigonal (R) oder neunseitig, beziehungsweise bilden die Spaltrisse gleichseitige Hexagone oder Dreiecke. — Die nicht isotropen Schnitte der quadratischen oder hexagonalen Mineralien können je nach der Krystallform der Substanz sehr verschiedene Umrisse zeigen. Alle Schnitte aus der Prismenzone werden jedoch herrschend parallele Kanten und parallele Spaltbarkeiten, resp. disymmetrische Umrisse und Spaltlinien zeigen und die Auslöschung wird jedesmal eintreten, wenn deren Symmetrierichtungen (Projektion der Axe c und einer dazu senkrechten) den Nicolhauptschnitten parallel liegen. Auch bei Durchschnitten aus andern Zonen werden die Auslöschungsrichtungen zu den symmetrischen Richtungen in denselben parallel oder senkrecht liegen, solange solche vorhanden sind.

Wurde die Substanz als anisotrop und optisch zweiaxig erfunden, so erübrigt die Bestimmung des Krystallsystems als rhombisch, monoklin oder triklin. Es wird das in manchen Fällen durch Untersuchung der Axendispersion in solchen Schnitten möglich werden, welche senkrecht zur spitzen Bisektrix liegen. Der Natur der Sache nach sind solche Schnitte jedoch selten und man wird im allgemeinen auf die Erforschung der Lage der Hauptschwingungsrichtungen angewiesen sein.

Dieselben liegen im rhombischen System parallel den Krystallaxen. Es werden also alle Schnitte aus einer Zone oP:∞P∞ (001:010), oP : ∞P∞ (001 : 100), ∞P∞ : ∞P∞ (010 : 100) parallel der Zonenaxe auslöschen. Diese Zonenaxe ist durchweg leicht aus der Gestalt der Umrisse, welche disymmetrisch oder monosymmetrisch sind, beziehungsweise aus den Blätterdurchgängen zu erkennen. Letztere sind bei den gesteinsbildenden rhombischen Mineralien pinakoidal oder prismatisch und die Auslöschung liegt parallel und senkrecht zu den Spaltrissen, wenn diese parallel sind, halbiert ihre Winkel, wenn die Spaltrisse sich schneiden. Bei Schnitten, welche nicht einer der genannten Hauptzonen angehören, werden die Auslöschungen parallel und senkrecht zu den Symmetrierichtungen der Umrisse oder Blätterdurchgänge liegen, solange solche vorhanden sind. Zur genauen Bestimmung der Auslöschungs-

richtungen wird man sich oft stauroskopischer Methoden zu bedienen haben. — Prüft man die Schnitte aus den drei Hauptzonen im konvergenten Lichte, so wird man darunter solche finden, welche Bisektricenaustritt wahrnehmen lassen und wo man diese an Spaltblättchen beobachtet, wird die Bisektrix senkrecht (bei pinakoidaler) oder einseitig schief (bei prismatischer Spaltbarkeit) austreten.

Im monoklinen System fällt nur eine Elastizitätsaxe mit der Krystallaxe b zusammen. Umrisse und Spaltbarkeit können symmetrische Figuren nur noch in der Zone oP : $\infty\bar{P}\bar{\infty}$ (001 : 100) bilden und in diesen liegen die Auslöschungen parallel den Symmetrierichtungen, d. h. parallel und senkrecht zur Axe b. In der vertikalen Zone, sowie in der Zone oP : $\infty P\infty$ (001 : 010) liegen die Auslöschungen nicht mehr parallel den Umrissen, beziehungsweise den Spaltbarkeiten, welche in diesem Systeme parallel (oP, $\infty\bar{P}\bar{\infty}$) oder in der Projektion wenigstens senkrecht ($\infty P\infty$, $\infty P$) zur Axe b laufen. Diese schiefe Auslöschung bildet ein wichtiges Charakteristikum. Spaltblättchen monokliner Mineralien nach Pinakoiden müssen nur dann genau senkrechten Bisektricenaustritt zeigen, wenn das Pinakoid die Symmetrieebene ist; die Dispersion ist alsdann gekreuzt; auf andern Pinakoiden findet entweder gar keiner oder ein einseitig schiefer Bisektricenaustritt statt, wobei die Schiefe allerdings sehr klein, ausnahmsweise auch Null werden kann. Zeigt sich Bisektricenaustritt auf einem Spaltblättchen nach einem Prisma, so ist derselbe im allgemeinen schief mit Beziehung auf beide Halbierungslinien des Gesichtsfeldes.

Im triklinen System sind alle Schnitte asymmetrisch. Die Auslöschungen liegen im allgemeinen allenthalben schief gegen die Umrisse oder gegen die Spaltlinien.

Daß bei den spärlichen, unter gewöhnlichen Verhältnissen im Dünnschliff undurchsichtig bleibenden Substanzen die Bestimmung des Krystallsystems nach Umrissen und Spaltbarkeit allein versucht werden muß, ist selbstredend. — Es gibt jedoch eine nicht unbeträchtliche Anzahl vollkommen durchsichtiger Mineralien, deren optisches Verhalten z. T. in scheinbarem Widerspruch steht mit ihrer Krystallisation (optisch anomale Mineralien), oder deren optisches Verhalten in gewissen Einzelheiten sich in auffallender Weise demjenigen eines andern Krystallsystems nähert, als des ihnen zugehörigen. Optisch anomale Körper sind unter den regulären, wie unter den quadratischen und hexagonalen in größerer Anzahl vorhanden; manche Granate, der Perowskit, Leucit, Apophyllit, Tridymit sind bekannte Beispiele. Unter den Substanzen, die in manchen Einzelheiten ihres optischen Verhaltens sich einem ihnen fremden Krystallsystem annähern, sind besonders die Mineralien der Glimmer- und Chloritfamilie zu nennen; dieselben sind nach ihrer Gebahrung im polarisierten Lichte oft sehr nahezu z. T. von einaxigem, z. T. von rhombischem Charakter. — Von triklinen Mineralien besitzen gewisse Oligoklase in der Zone ihrer Hauptspaltbarkeit eine monokline Orientierung der Auslöschungsrichtungen.

# Amorphe Mineralien.

Amorphe Mineralien entstehen, soweit die Erfahrungen heute reichen, durch Erstarrung von Schmelzflüssen oder durch Festwerden von Gallerten. Die ersteren könnte man Gläser, die letzteren Opale nennen, wenn man nicht aus der Mineralogie die Bezeichnungen als hyaline und porodine Substanzen herübernehmen wollte.

Die Gläser treten z. T. in selbständigen geologischen Körpern auf und sind alsdann unter den Gesteinen zu behandeln, wie der Obsidian, Perlit, Bimsstein, Pechstein, Tachylyt, Hyalomelan, Palagonit, Sideromelan, Sordawalit und Wihtisit, oder dieselben erscheinen als Krystallisationsrückstände gewissen porphyrischen Gesteinen beigemengt. Da ihnen in diesem Falle keinerlei gesetzmäßige stöchiometrische Konstitution eignet, ihre Zusammensetzung vielmehr in weiten Grenzen schwankt, je nachdem die ihrer Erstarrung vorausgehenden Krystallausscheidungen nach Art und Menge verschieden sind, können sie nicht als Mineralien betrachtet werden, sondern müssen ihre Beschreibung bei denjenigen Gesteinsgruppen finden, in denen sie angetroffen werden.

Unter den wenigen bekannten porodin amorphen Mineralien haben nur die verschiedenen Erscheinungsformen des amorphen Siliciumdioxydes eine weitere Verbreitung in der Gesteinswelt, größtenteils als Auslaugungs- und Zersetzungsprodukte von Silikaten, andernteils in Gestalt konkretionärer Massen, in denen sich die durch Organismen aus wäßrigen Lösungen fixierte und so manchen sedimendären Gesteinen zugeführte Kieselsäure anhäufte, wohl nur zum sehr kleinen Teil, wenn überhaupt je, als letzter Krystallisationsrückstand saurer Eruptivmassen.

## Opal.

Chem.: $SiO_2 + x$ aq. Der Wassergehalt schwankt zwischen 1 % und 21 % etwa.

Morph.: Unregelmäßige Körner, Spaltenausfüllungen, Überzüge auf Drusenwänden. Auch Pseudomorphosen nach Feldspat, Augit und anderen Silikaten.

Koh.: Bruch muschlig. Schrumpfungsrisse häufig. — H. = 5.5—6.5. — sp. G. = 1.9—2.3.

Opt.: Farblos durchsichtig, auch mit Stich ins Gelbliche, Bläuliche, Rötliche. — Brechungsvermögen niedrig, wechselnd mit dem Wassergehalt. — Anomale Doppelbrechung in unregelmäßig begrenzten Flecken und Feldern nicht selten.

| | | |
|---|---|---|
| Hydrophan vor Imbibition | $n_\varrho$ = 1.266. | A. Des Cloizeaux (1). |
| „ nach „ | = 1.406. | „ |
| Hydrophan von Czerwenitza, trocken | n = 1.368. | E. Reusch (5). |
| „ „ „ mit Wasser gesättigt | = 1.443. | „ |
| „ „ „ mit Alkohol gesättigt | = 1.451. | „ |
| Opal, farblos, irisierend, von Guatemala | $n_\varrho$ = 1.446. | A. Des Cloizeaux (1). |
| „ „ nicht irisierend, „ | = 1.442. | „ |
| „ „ tiefgelb, „ | = 1.450. | „ |
| Milchopal, Mähren | $n_{na}$ = 1.4536. | K. Zimanyi (2). |
| Hyalit | $n_\varrho$ = 1.4374. | A. Des Cloizeaux (1). |
| „ | = 1.4555. | „ |
| „ , Waltsch in Böhmen | $n_{na}$ = 1.458. | K. Zimanyi (2). |

Stscheglayew (8) fand, daß beim Eintauchen des Hydrophans in eine Flüssigkeit mit n = 1.46 etwa eine Ablenkung der Strahlen nicht stattfand und bestimmte für Hydrophan an Prismen n = 1.4564 und 1.4584.

Reakt.: In heißer Kalilauge löslich.

Vork. Je nach Farbe und vorhandenem oder fehlendem Farbenspiel unterscheidet man bei dem Kieselsäurehydrat die Varietäten edler Opal, Feueropal und gemeiner Opal. Der Opal bildet unregelmäßig begrenzte Partien, Schnüre und Adern, auch wohl Pseudomorphosen nach Feldspat, Augit und andern Mineralien in zersetzten Eruptivgesteinen der Trachyt- und Andesitreihe und verwandter älterer Massengesteine. Die Substanz des Opals ist oft durch Reste der Gemengteile der genannten Gesteine, auch wohl durch Eisenglanzblättchen oder sehr kleine und unbestimmbare staubförmige Körperchen verunreinigt. — Matte Stellen im auffallenden Lichte, welche auch im durchfallenden Lichte trübe erscheinen, gehören nach Behrens (3) dem Hydrophan an. Dieselben nehmen Wasser begierig auf, indem bei diesem Vorgange Luftbläschen entweichen, und werden dann vollkommen durchsichtig. Befeuchtet man sie, statt mit Wasser, mit einem Farbstoffe (Fuchsin) in wäßriger oder alkoholischer Lösung, so imbibieren sie sich stark und verlieren nur schwierig die angenommene Farbe durch Behandlung mit kochendem Alkohol.

Wenn, wie das nicht eben selten ist, der Opal innerhalb der Gesteine oder auf Klüften derselben die Kugelform annimmt, so zeigt er oft sehr schön im parallelpolarisierten Licht das Interferenzkreuz der amorphen sphärischen Substanzen mit zentripetaler Verdichtung.

Die oft recht energische Doppelbrechung, welche zumal die edleren Varietäten des Opals gelegentlich zeigen, ist durch Spannungen bedingt, welche durch das ungleichmäßige Eintrocknen der Kieselgallerte erzeugt sein dürften. — Das schöne Farbenspiel des edlen Opals wurde von Brewster (4) durch das Vorhandensein reihenförmig gruppierter Hohlräume erklärt, deren wechselnde Dimensionen die verschiedenen Farben erzeugen sollten. — E. Reusch (5) bemerkte, daß die Farbenphänomene beim edlen Opal und Hydrophan im auffallenden und durchfallenden Lichte komplementär seien und erklärt dieselben durch die Annahme von Sprüngen, welche den Platten parallel oder wenig zu ihrer Oberfläche geneigt seien und wie dünne Blättchen wirkten. — Behrens (3) konnte keine Hohlräume an den von ihm untersuchten Opalen auffinden und erklärt die Farbenphänomene durch dünne Lamellen eines Opals von abweichendem Brechungsexponenten, welche dem normalen Opal eingelagert seien.

Bei dem geringen Werte des Brechungsexponenten der Opale kann man dieselben

leicht übersehen und eine Opalpartie im Präparat für einen mit Balsam erfüllten Hohlraum halten.

Behandelt man Tone und Schiefertone mit Alkalilaugen, so findet man in den erhaltenen Lösungen öfter $SiO_2$. Ob dieses im Gestein als Opal oder in einem löslichen Aluminiumsilikathydrat vorhanden sei, ist noch nicht mit Sicherheit entschieden. — Als Zement in Sandsteinen ist Opal vereinzelt nachgewiesen. Als Bindemittel australischer Sandsteine und als Versteinerungsmittel beschreibt G. Gürich (9) den Edelopal von White Cliffs, New South Wales. Eine weite Verbreitung hat Opal in der Kreide und den Kreidetuffen, sowie in Limnoquarziten.

Der wasserhelle Hyalit bildet gern traubige und nierenförmige Aggregate auf Klüften und in Hohlräumen der phonolithischen, tephritischen und basaltischen Ergußgesteine. Max Schultze (6) machte zuerst die Entdeckung, daß der Hyalit doppelbrechend sei und unter gewissen Bedingungen das Interferenzkreuz einaxiger Substanzen mit isochromatischen Kurven zeige. Er führt die Erscheinung auf Spannungsverhältnisse zurück, welche durch die konzentrische Schalentextur des Minerals bedingt werden und vergleicht sie mit den Polarisationserscheinungen, welche gepreßte Glaskugeln zeigen. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Auch gab Schultze bereits an, wie man durch sukzessives Auftragen von Kollodium oder Firnißschichten auf ein Glaskügelchen die Erscheinung künstlich nachahmen könne. Das Hyalitkreuz zerfällt oft bei Drehung des Präparats zwischen gekreuzten Nicols in Hyperbeln, was notwendig dann der Fall sein muß, wenn die einzelnen Schalen nicht regelmäßige Kugelschalen sind.

Die gemeinen und Halbopale zeichnen sich von dem Edelopal und Hyalit durch größere Beimengungen fremder Einschlüsse aus, unter denen besonders der Tridymit von Interesse ist, welchen zuerst G. Rose (7) in den Opalen von Kosemütz, Island, Hüttenberg, Kaschau und Zimapan auffand. Derselbe tritt in Form rundlicher bis hexagonaler Täfelchen und in Konkretionen solcher auf.

Literatur. (1) Manuel de Min. 22. 23. — (2) Z. X. 22. 1894. 327 und Math. u. naturw. Berichte aus Ungarn XI. 197. Berlin-Budapest 1893. — (3) Mikrosk. Unters. über die Opale. S. W. A. 44. 1891. 1 Abt. — (4) On the cause of colours in precious opal. Edinb. New Phil. Journ. 38. 1845. 385. — (5) Über einen Hydrophan von Czerwenitza. Pogg. Ann. 124. 1865. 431. — (6) Verhdl. naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westfalens 18. 1861. 69. — (7) M. B. A. 1869. 449. — (8) Wied. Ann. d. Phys. 44. 1898. 325; 45. 745. — (9) N. J. B. B. 14. 1901. 472.

## Kohlige Substanzen.

Chem.: Teils Kohle mit wechselnden Mengen von H, O, N und $H_2O$ neben herrschendem C, teils feste Kohlenwasserstoffe und Gemenge von Kohle und Kohlenwasserstoffen.

Morph.: Fein eingesprengte Partikel, Flitter und krümelige Aggregate. Auch rußartige Überzüge auf Schicht-, Schiefer- und Kluftflächen.

Koh.: Härte wechselnd von 0.5—2.5. — Sp. G. wechselnd von weniger als 1 bis 1.7 etwa.

Opt.: Undurchsichtig. Grau bis schwarz. Glanzlos. Unter reibendem Druck sich etwas ballend und dabei einen matten Schimmer annehmend, daher auf Harnischflächen schimmernd.

Reakt.: Säuren sind ohne Wirkung. Daher lassen sich die kohligen Substanzen aus den Karbonatgesteinen mit Salzsäure, aus den Silikatgesteinen mit Flußsäure unschwer isolieren. — Mehr oder weniger leicht verbrennlich. — Im wechselnden Betrage in Kalilauge unter Braun-

färbung derselben löslich; oft auch unlöslich in dieser. — Der Wassergehalt kohliger Substanzen wird durch Glühen in einem Röhrchen aus schwer schmelzbarem Glase, das an einem Ende zu einer Kugel aufgeblasen, am andern Ende zu einer feinen Spitze ausgezogen wurde, nachgewiesen. Das bei geringer Hitze entweichende Wasser pflegt neutral, der bei starkem Glühen entweichende Dampf dagegen alkalisch auf vorgehaltenes feuchtes Lakmuspapier zu reagieren infolge des als Ammoniak entweichenden Stickstoffgehaltes. Schmilzt man im Glasröhrchen kohlige Substanzen mit metallischem Kalium zusammen, löst die Schmelze in wenig Wasser, filtriert und versetzt das Filtrat mit Ferrosulfat, Ferrichlorid und Salzsäure, so setzt sich bei Anwesenheit von Stickstoff aus der grünlichen Lösung ein Niederschlag von Berlinerblau ab.

Vork. Kohlige Substanzen, unter denen die als selbständige Gesteinskörper auftretenden Kohlearten hier nicht inbegriffen sind, kommen in feiner Verteilung und wechselnder Menge in so ziemlich allen schichtigen Gesteinen und in vielen krystallinen Schiefern vor und färben diese grau bis schwarz in verschiedenen Nuancen. Sie liegen dann in den normalen Schichtgesteinen zwischen deren Gemengteilen, bald gleichmäßig verbreitet, bald in parallelen Lagen gehäuft. In den krystallinen Schiefern begegnet man ihnen auch als Einschluß in den Gemengteilen. Sie sind dann bisweilen nach den Krystallisationsgesetzen ihres Wirtes (Quarz, Feldspat, Glimmer usw.) geordnet, meistens aber ziehen sie der alten Schichtstruktur entsprechend in parallelen Zügen durch ihre Wirte hindurch ohne jede Beeinflussung durch deren Krystallbau.

Eine Verwechslung der kohligen Substanzen mit fein verteilten Eisenerzpartikeln ist um so leichter möglich, als beide vielfach miteinander gemengt sind. Zur sicheren Unterscheidung behandelt man dann einen Dünnschliff zunächst mit Salzsäure oder Salpetersäure zur Entfernung der Eisenerze, reinigt ihn sorgfältig von Kanadabalsam und glüht ihn zur Verbrennung der kohligen Substanz auf Platinblech.

Eine genauere Bestimmung erfuhr das kohlige, vielfach für Graphit gehaltene Pigment in den Quarziten der Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges, denen dasselbe bei sehr feinem Korn das Aussehen der Kieselschiefer erteilt, durch A. Sauer (1). Er identifizierte dasselbe durch Analyse eines Vorkommens von Olbersdorf (99.76 C, 0 25 H) mit der Olonetzer Kohle oder dem Schungit Inostranzeffs (2), einer chemisch zwischen Anthracit und Graphit stehenden amorphen Kohle und nannte es Graphitoid. In den Paragneißen des Schwarzwaldes ist graphitoidische kohlige Substanz sehr verbreitet, die bei der Analyse (3) 77.4 % C, 1.2 % N, 3.5 % $H_2O$ und 16.1 % Asche (Rutil mit sehr spärlichem Zirkon) lieferte. Sie wurde aus einem Pelitgneiß vom Bahnhof Waldkirch isoliert.

Kolm ist eine anthracitähnliche bituminöse Kohle, welche linsenförmige Lager im cambrischen Alaunschiefer Westergötlands bildet. Die chemische Zusammensetzung ist nach einer Mitteilung Winklers (4) 60.24 % C, 4.64 % O, 0.50 % N, 3.99 % S, 4.85 % $H_2O$, 22 28 % Asche, die aus Silikaten besteht. A. E. Nordenskjöld (5) fand mehrfach in anthracitähnlichen Substanzen aus Eisenerzlagern und pegmatitischen Massen des Grundgebirges einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Uranoxyden. Auch in der Asche des Kolm werden 2.87 $Ur_3O_8$ angegeben.

Literatur. (1) Z. D. G. G. 38. 1885. 441. — (2) N. J. 1880. I. 97. — (3) H. Rosenbusch, Studien im Gneißgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. Gr. Bad. geol. Landesanstalt. 4. 1899. Heft 1. 21. — (4) Öfersigt af K. Vet. Akad. Förhdl. 58. 1901. S. 501. Stockholm. — (5) Ebenda S. 505.

## Mineralien des regulären Krystallsystems.

Die Mineralien des regulären Krystallsystems unterscheiden sich von allen andern krystallisierten Substanzen durch den Mangel der Doppelbrechung, von den amorphen durch das Vorhandensein gesetzmäßiger Begrenzung oder durch das Auftreten geradliniger Spaltrisse, die sich unter gesetzmäßigen Winkeln schneiden. Sie bleiben bei einer vollen Umdrehung in parallelem Licht zwischen gekreuzten Nicols dunkel und zeigen im konvergenten Lichte keine Interferenzfiguren. Optische Anomalien sind jedoch verbreitet.

### Pyrit.

Chem.: $FeS_2$.

Morph.: $\infty O \infty$ (100) und $-\frac{\infty O 2}{2}$ (210), einzeln oder in Kombination. Gern gestreift durch oszillatorische Kombination dieser Gestalten. Auch in flächenreichen Kombinationen mit Oktaeder, anderen Pentagondodekaedern und Dyakisdodekaedern. Seltener unregelmäßige Körner und Aggregate solcher.

Koh.: Spaltung nach (100) mikroskopisch nicht wahrnehmbar. — H. = 6—6.5. — Sp. G. = 4.9—5.2.

Opt.: Metallglanz. Undurchsichtig. Speisgelb, bisweilen bräunlich anlaufend; Strich dunkelbräunlich schwarz.

Reakt.: V. d. L. entzündet er sich und brennt mit bläulicher Flamme unter Abgabe von einem Atom Schwefel. In Salpetersäure löslich unter Abscheidung von Schwefel; von Salzsäure nicht merklich angegriffen.

Der Pyrit ist entsprechend seiner mannigfachen Bildungsweise in allen Gesteinsgruppen, eruptiven wie sedimentären, und in den krystallinen Schiefern als Übergemengteil sehr verbreitet. In den krystallinen Schiefern sind die Krystalle bisweilen stark verdrückt. — Verwachsungen mit Magnetit, Hämatit und Ilmenit sind häufig zu beobachten. — Die Pseudomorphosierung zu tiefrot durchsichtigem Hämatit oder Goethit, wohl auch in andere Eisenhydroxyde, welche von der Peripherie nach innen fortschreitet und oft eine vollständige wird, ist allverbreitet. — Von dem ähnlichen Magnetkies

unterscheidet den Pyrit die Widerstandsfähigkeit gegen Salzsäure und der Mangel des Magnetismus, von dem Kupferkies die hohe Härte und das Fehlen des Kupfers. Die Prüfung wird am besten an isolierten Körnern aus den Gesteinspulver vorgenommen.

## Periklas.

Chem.: MgO mit einem von 4 % bis 8.6 % schwankenden Gehalt an FeO.

Morph.: O (111) oder rundlich-eckige bis gerundete Körner, bisweilen mit geflossener Oberfläche.

Koh.: Spaltung vollkommen nach ∞O∞ (100). — H. = 6 etwa. — Sp. G. = 3.642–3.674, bei dem bis 9 % MnO und 2 % ZnO enthaltenden Periklas von Nordmarken in Schweden 3.90.

Opt.: Glasglanz. Weiß, grau, dunkelgrau, gelb bis bräunlichgelb. Mit gleichen Farben durchsichtig. — Lichtbrechung hoch. E. Mallard (4) maß an künstlichen Krystallen $n_{li} = 1.7307$, $n_{na} = 1.7364$, $n_{tl} = 1.7413$.

Reakt.: Wird von stark verdünnter Salzsäure nicht angegriffen, von konzentrierter warmer Salzsäure gelöst. — Färbt sich im Schliff, mit Silbernitrat befeuchtet, alsbald braun durch ausfallendes Silberoxyd.

Vork. Der Periklas ist ein Gemengteil kontaktmetamorpher Kalke in der Gegend von Predazzo und der Kalkauswürflinge des Monte Somma. O. Leneček (1) beschreibt die sehr verbreitete Umwandlung in Hydromagnesitfasern in büscheliger und sphärolithischer Anordnung, die ihn bald als äußere Schale einhüllen, bald in Bändern durchziehen, oder auch vollständig ersetzen. Ebenso findet er sich in Serpentin und seltener in Brucit umgewandelt. — Er ist gern vergesellschaftet mit Monticellit und Forsterit, auch mit Pleonast und Magnetkies, spärlicher mit Pyroxen und Amphibol.

Ebelmen stellte Periklas künstlich dar durch Einwirkung von Kalk auf Magnesiumborat bei hoher Temperatur, Ste. Claire Deville durch Einwirkung von Chlorwasserstoffgas auf Magnesia, Daubrée durch Einwirkung von Magnesiumchlorid auf Kalk, Alf. Cossa durch starkes vierstündiges Glühen von Magnesiumsulfat und Chlornatrium im Platintiegel. Bei Zusatz winziger Mengen von Eisensulfat wurden die Kryställchen nach Cossa (2) bräunlichgelb. — A. de Schultén (3) erhielt ihn durch Schmelzen von 8–9 g MgO mit 200 g HKO bei Rotglut und langsamen Erkalten in zierlichen Oktaedern.

Literatur. (1) T. M. P. M. 12. 1892. 429 u. 447. — (2) Atti R. Accad. dei Lincei. Ser. II. tom. 3. 1876. — (3) Bull. Soc. Min. Fr. 21. 1898. 87. — (4) Bull. Soc. Min. Fr. 16. 1893. 19.

## Magnetit.

Chem.: $Fe_3O_4$, oft titanhaltig, selten mit geringen Spuren von Cr.

Morph.: Vorwiegend O (111) und Zwillinge dieser Form nach dem Spinellgesetz, bisweilen in vielfacher Wiederholung (1) und nach mehreren Oktaederflächen unter meistens starker Verkürzung der Einzelindividuen senkrecht zur Zwillingsaxe. Seltener ∞O (110) oft mit Streifung nach der langen Diagonale, allein oder in Kombination mit O (111). In den eisenreichen Ergußgesteinen mit glasiger Basis zierliche Krystallskelette

und Wachstumsformen (Bd. I, 1, Taf. VI, Fig. 2). — Körner und Körneraggregate bis hinab zu feinsten Stäubchen.

Koh.: Spaltung nach O (111) u. d. M. kaum je erkennbar. — H. = 5.5—6. — Sp. G. = 4.9—5.2.

Opt.: Metallglänzend, undurchsichtig, eisenschwarz mit Stich ins bläulichschwarze bei starkem reflektiertem Lichte u. d. M. — Im feinsten Pulver bei starker Vergrößerung nach H. Fischer (5) rot bis rotbraun durchscheinend.

Reakt.: Magnetisch und daher leicht mit einer magnetisch gemachten Messerspitze oder Präpariernadel aus dem Gesteinspulver zu entfernen; am reinsten zu gewinnen, wenn man das Gesteinspulver auf dünnem Postpapier ausbreitet und dann mit einem Magnetstabe, dem der Magnetit folgt, unter dem Papier herfährt. — Salzsäure löst den Magnetit auch im Dünnschliff leicht auf. — Schm.-P. 1210°—1225° nach Doelter, 1260° nach Brun.

Diagn.: Der Magnetit kann dem Aussehen nach verwechselt werden mit Eisenglanz, Ilmenit, Chromit und Graphit; von allen diesen Mineralien unterscheidet ihn sein Magnetismus und die leichte Löslichkeit in Salzsäure.

Sehr innige Verwachsungen des Magnetits mit anderen Mineralien, die oft erst bei der Behandlung mit Säuren sichtbar werden, sind verbreitet. A. Cathrein (2) beschrieb aus chloritischen Strahlsteinschiefern von Alpach und Wildschönau in Tirol die Verwachsung mit Rutilnadeln, welche auf den Flächen des Oktaeders nach den Kanten dieser Form geordnet liegen.[1]) — Die Verwachsung mit Ilmenit wurde mehrfach in Gabbrogesteinen und von Cathrein (3) im Chloritschiefer des Hörpinger Grundes im Osten des Zamsertales in Tirol durch Analyse des Magnetits und Ilmenits nachgewiesen. An größeren Krystallen war sie schon von Scacchi und Bücking erkannt worden. Die Ilmenitblättchen liegen mit oR (0001) auf den Flächen des Oktaeders. G. Lattermann[2]) fand sie am Magnetit des Nephelinbasalts vom Katzenbuckel. Löst man diesen im Dünnschliffe durch HCl auf, so bleibt ein Netzwerk von z. T. braun durchsichtigen Lamellen von Titaneisenglimmer, die sich in Schnitten nach (111) unter 60°, in solchen nach (100) unter 90° schneiden, zurück. — Die Verwachsung mit Chromit ergab sich daraus, daß bei der Behandlung des mit einem Magnetstabe ausgezogenen Pulvers aus piemontesischen Olivingesteinen der Formation der krystallinen Schiefer mit Salzsäure braunschwarze Körnchen zurückblieben, welche eine Chromperle ergaben. — Auch mit Pyrit ist der Magnetit oft verwachsen.

Vork. Der Magnetit ist vielleicht das verbreitetste Mineral in der Gesteinswelt, zumal in den Eruptivgesteinen und den krystallinen Schiefern, während er dem Schichtgebirge bei normaler Entwicklung ziemlich fremd ist. In den Eruptivgesteinen gehört er zu den ältesten Ausscheidungen aus deren Magmen und erscheint daher gern als Einschluß in den nächst jüngeren Bildungen, wie Olivin, Biotit, Amphibol und Pyroxen, oder dient diesen, zumal dem Biotit und den Amphibolen, als Ansatzpunkt. Hiermit analog ist das Auftreten des M. in künstlichen Schlacken und in den künstlichen Dar-

[1]) O. Mügge (N. J. 1889. I. 246) bringt diese Anordnung in Beziehung zu der wahrscheinlich durch Gebirgsdruck bedingten Zwillingslamellierung des Magnetits und erinnert an die von Fr. Becke (T. M. P. M. 7. 1885. 207) bei seinen Ätzversuchen ausgesprochene Vermutung, daß hohle Kanäle parallel den Kanten von O vorhanden seien. So schließt sich diese Verwachsung von Rutil mit Magnetit vielleicht eng an die folgende an.

[2]) Persönliche Mitteilung.

stellungen basaltischer Eruptivgesteine von F. Fouqué und A. Michel-Lévy. Nur bei sehr Fe-reichen Ergußgesteinen findet sich der M. auch in einer zweiten jüngeren Generation. In Phonolithen, Trachyten, Andesiten, Trachydoleriten und Tephriten sind Magnetitanhäufungen um Biotit-, Hornblende- und Hypersthen-, seltener um Augiteinsprenglinge sehr verbreitet, die sogenannten „opacitischen Ränder". Sie rühren wohl von einer magmatischen Resorption dieser Gemengteile her und gehören einer späteren Entwicklungsperiode dieser Gesteine an, in welcher zufolge chemischer und physikalischer Veränderungen im Magma jene älteren Ausscheidungen bestandsunfähig geworden waren. Die Resorption kann eine vollkommene werden, so daß vollständige Pseudomorphosen nach den genannten Mineralien entstehen. In diesen Bildungen wird der M. stets von Augit in mikroskopischen Kryställchen und Körnern begleitet. Die Form dieser Pseudomorphosen ist durch die fließende Bewegung des Gesteinsmagmas oft in hohem Grade verändert. — Magnetit in Würfeln mit Streifung der Flächen nach einem Kantenpaare, also in Pseudomorphosen nach Pyrit fand Scrivener (6) im lockeren Buntsandstein von Hinksford bei Stourbridge (Staffordshire).

Als Neubildung aus anderen Eisenerzen (Hämatit und Limonit) findet sich der M. in den Kontakthöfen der Eruptivgesteine. — Als ein Produkt des Dynamometamorphismus erscheint er in den krystallinen Schiefern. Sind diese eisenreich, so bildet der M. einsprenglingsartige Krystalle, wie in den Phylliten von Rimogne in den Ardennen, Eppstein im Taunus u. a. O.; bei geringem Eisengehalt, wie in den Gneißen und Glimmerschiefern versteckt er sich in der Gesteinsmasse.

H. Fischer (4) machte besonders auf die Verbreitung des Magnetits in den verschiedensten Mineralien aufmerksam, erklärte hierdurch den mehr oder weniger schwachen Magnetismus, den man an seinen Wirten beobachtet, und betonte die durch diese Verbreitung des Magnetits bedingte Vorsicht bei der Zubereitung des zu quantitativer Analyse bestimmten Mineralmaterials.

Unter der Einwirkung der Atmosphärilien verwittert der Magnetit äußerlich zu ockerigen Eisenhydroxyden und ist dann im Dünnschliffe von einem rostbraunen Hofe umgeben. Bei bedeutenderem Gehalt an Ti bildet sich um den Magnetit oft ein strahliger oder körniger, weißlicher oder gelblicher Hof von Leukoxen oder Titanomorphit, wie um Ilmenit (siehe dieses Mineral).

Literatur. (1) H. R. Ber. der naturf. Ges. Freiburg i. B. 1870. 38. — Frenzel, N. J. 1875. 684. — A. Cathrein, Z. X. 12. 1886. 47. — (2) Z. X. 8. 1884. 321. — (3) Z. X. 12. 1886. 40. — (4) Kritische, mikroskop.-mineral. Studien, Freiburg i. B. 1869. 4 ff. — (5) Kritische, mikroskop.-mineral. Studien, II. Forts. Freiburg i. B. 1873. 44. — (6) Min. Mag. 13. 1903. 351.

## Chromit.

Chem.: $FeCr_2O_4$ mit wechselnden Beträgen anderer Spinellverbindungen.

Morph.: O (111), selten $\infty O\infty$ (100). Körner, Körneraggregate und derbe Massen.

Koh.: Spaltung nicht erkennbar. — H. = 5.5. — Sp. G. = 4.32—4.57.

Opt.: Glanz halbmetallisch bis fettig. Im auffallenden Lichte bräunlich-schwarz, bei hinreichender Dünne braun bis rotbraun durchsichtig. — Lichtbrechung hoch. Thoulet (1) berechnete aus dem Einfallswinkel (64° 30'), bei welchem das reflektierte Licht vollständig polarisiert war, n = 2.0965.

Reakt.: Mit Borax und Phosphorsalz Perlen, die, solange heiß, die

Eisenfärbung zeigen, nach Erkalten grün werden. Unlöslich in Säuren. Die Schmelze von Chromit mit Salpeter gibt mit Wasser eine durch $K_2CrO_4$ gelbgefärbte Lösung. — Unschmelzbar v. d. L. — Oft schwach magnetisch. — Schm.-P. 1450° (Kraubat) nach Doelter, 1850° (Koswinsky Kamen) nach Brun, 1670° bei Chr. vom Dép. du Var nach demselben.

Vork. Der Chromit ist in den an Magnesia reichen Eruptivgesteinen und ihren Derivaten, Olivinfels (2), Serpentin, Pikrit, Basalt zu Hause und gehört zu den ältesten Ausscheidungen aus deren Magmen. Daher häufig als Einschluß in Olivin und Pyroxenen. Ebenso findet er sich in Mg-reichen krystallinen Schiefern, wie im Sagvandit der Gegend des Balsfjord im nördlichen Norwegen (3), im Listwänit und Amphibolit (4) des Berges Poroshnaja bei Nishne Tagilsk. Hier und da auch in körnigen Dolomiten. — Verwachsungen des Chromits mit Rutil und Zirkon beobachtete Knop (5) in Vorkommnissen der Diamantfelder von Jagersfontain in Südafrika.

Literatur. (1) Bull. Soc. Min. Fr. 2. 1879. 34. — (2) E. Dathe, N. J. 1876. 247. — (3) H. R., N. J. 1884. I. 195. — (4) M. von Miklucho-Maclay, N. J. 1885. I. 69. — (5) Bericht über die 22. Versamml. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Aschaffenburg am 25. April 1889. Stuttgart, pag. 19.

## Spinellgruppe.

Chem.: $\overset{II}{R}\overset{III}{R_2}O_4$, worin $\overset{II}{R}$ = Mg, Zn, Fe, $\overset{III}{R}$ = Al, Fe, Cr, Mn.

Morph.: O (111) in einfachen Individuen und Zwillingen nach O (111) fast ausschließlich. Seltener O (111) kombiniert mit ∞O (110), 303 (311). — Rundliche und eckig-rundliche Körner.

Koh.: Spaltung nicht wahrnehmbar. — H. = 7.5—8. — Sp. G. mit der Zusammensetzung schwankend zwischen 3.6—4.5.

Opt.: Glasglanz. Farblos oder in grünen und braunen, selten bläulichen Farben durchsichtig. — Brechungsvermögen hoch, wechselnd mit der chemischen Zusammensetzung und der Tiefe der Färbung.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Roter Spinell, Ceylon: | $n_{na} = 1.7150$ | | | |
| | $= 1.7167$ | | | Zimanyi (1). |
| | $n_{li} = 1.7121$, | $n_{na} = 1.7135$, | $n_{blau} = 1.7261$ | |
| | | | | Des Cloizeaux (2). |
| Blauer Spinell, Åker: | $n_{na} = 1.7200$ | | | Zimanyi (1). |
| Blauer Spinell, Ceylon: | $n_{rot} = 1.7171$, | $n_{gelb} = 1.7201$, | $n_{grün} = 1.7240$, | $n_{blau} = 1.7272$ |
| | | | | Max Bauer (3). |
| | $= 1.7206$, | $= 1.7257$, | $= 1.7323$, | K. Busz (4), |
| | $n_{li} = 1.7153$, | $n_{na} = 1.7188$, | $n_{tl} = 1.7227$ | K. Melczer (5). |
| Hercynit: | $n = 1.749$ | | | A. Michel-Lévy und A. Lacroix (18). |
| Gahnit: | $n = 1.765$ | | | A. Michel-Lévy und A. Lacroix (10). |

Nach Melczer (5) nimmt am blauen Spinell von Ceylon das Brechungsvermögen mit zunehmender Intensität der Färbung ab.

Reakt.: Unschmelzbar v. d. L. Die edlen Varietäten werden von Säuren und schmelzenden Alkalikarbonaten kaum angegriffen. Eisenreichere Abarten werden durch anhaltende Behandlung mit Fluß- und Schwefelsäure, sowie durch Schmelzen mit Alkalikarbonaten im feinen Pulver stark angegriffen und endlich zerstört. Alle Arten sind auf-

schließbar mit Kaliumbisulfat. Schm.-P. 1900° für Pleonast von Amity und Spinell von Ceylon nach Brun, 1275°—1300° nach Doelter für Pleonast, Orange-City.

Vork. Der edle Spinell ($MgAl_2O_4$) ist im durchfallenden Lichte farblos bis schwach rötlich, hellgrünlich oder blau durchsichtig. Seine Heimat sind die körnigen Kalke und Dolomite des Grundgebirges und der krystallinen Schiefer überhaupt. Mit den Einschlüssen desselben haben sich Sorby, Judd, Prinz (6) u. a. beschäftigt. Prinz (7) entdeckte darin Einschlüsse zweier nicht mischbarer Flüssigkeiten von eigentümlicher Beschaffenheit.

Der Pleonast $(Mg, Fe)(Al, Fe)_2O_4$ ist rein grün durchsichtig, im auffallenden Lichte und bei Undurchsichtigkeit schwarz ohne metallischen Glanz. Derselbe tritt gelegentlich zusammen mit Magnetit unter den ältesten Ausscheidungen mancher Eruptivgesteine auf, so in den Sanidiniten des Laacher Sees, dem Glimmerandesit von der Cascade de Tourci im Cantal, in manchen Graniten, in den Eläolithsyeniten der Bäder von Monchique, Südportugal (8), und in den piemontesischen Lherzolithen. — Sehr verbreitet ist er in den Gneißen und ihren amphibolitischen und Kalksilikatfels-Einlagerungen, zumal da, wo diese Cordierit oder Granat (Bodenmais, Schwarzwald, Vogesen, Odenwald usw.) führen, in welchen Mineralien dann der Pleonast gern eingewachsen ist. Seine Formen sind hier öfter unregelmäßig eckig, zapfen- und schlauchförmig, während er in den Eruptivgesteinen vorwiegend gut auskrystallisiert auftritt. — Ein ganz besonderes Interesse beansprucht das Auftreten des Pleonast in kontaktmetamorphen Gebieten (Monzoni, Vesuv) bei der Berührung mergeliger dolomitischer Kalke mit Eruptivmassen, zumal aber jene Form der Verbreitung, wo der Pleonast in Schmitzen und Schlieren zusammen mit Tonerdesilikaten (Andalusit, Sillimanit), Korund und Turmalin an der unmittelbaren Grenze sowohl in den durchbrochenen, wie in den durchbrechenden Massen verteilt ist. Als Typus für diese Art des Vorkommens dient der von F. Teller und C. von John (9) beschriebene Dioritstock in den Quarzphylliten von Klausen. Es ist möglich, daß auch das portugiesische Vorkommen richtiger hierher zu stellen ist. In Schieferhornfelsen zwischen Lößnitz und Alberoda in Sachsen beobachtete ihn F. E. Müller (10).

Den Hercynit, $FeAl_2O_4$, welchen E. Kalkowsky (11) in weiter Verbreitung in den sächsischen Granuliten nachwies, und welcher ebenfalls mit sattgrüner Farbe durchsichtig wird, kann man nur durch Isolation und chemische Analyse vom Pleonast unterscheiden. Die Art der schlierenförmigen Verteilung dieses Spinelles, seine Assoziation mit Granat, Quarz, Sillimanit und triklinem Feldspat, sein Fehlen in dem normalen Gesteinsgewebe lassen auch hier auf ungewöhnliche Bildungsbedingungen schließen.

Der Gahnit oder Automolith, wesentlich $ZnAl_2O_4$, ist gleichfalls grün durchsichtig und findet sich in Oktaedern oder Körnern spärlich in krystallinen Schiefern unter analogen Verhältnissen, wie der Pleonast, von dem er nur chemisch zu unterscheiden ist.

Der Picotit, wesentlich $(Mg, Fe)(Al, Cr, Fe)_2O_4$, wird gelb oder braun durchsichtig und stimmt in seiner Paragenese durchaus mit dem Chromit überein, von welchem er nur chemisch oder durch seine Dichte und Härte zu unterscheiden ist. In winzigen Individuen von scharfer krystallographischer Begrenzung findet er sich als Einschluß in den Olivinen der basaltischen Gesteine; selten tritt er als selbständiger Gemengteil in denselben auf, wie dieses zuerst Wadsworth (12) am Basalt des Mount Shasta, Oregon, beobachtete. — In den Lherzolithen und den Olivingesteinen des krystallinen Schiefergebirges findet er sich öfter in regellosen Körnern, als in Krystallen, erreicht hier aber größere Dimensionen; ebenso in den Serpentinen.

Umwandl. Entsprechend ihrer schweren Angreifbarkeit durch chemische Reagentien trifft man die Spinellmineralien in den Gesteinen auch dann vollkommen frisch, wenn alle andern Gemengteile verändert und zersetzt wurden. Die Umwandlung zu Muscovit findet sich in Disthengneißen und Amphiboliten der Gegend von Neustadt im Schwarzwald.

Die künstliche Darstellung der Spinellmineralien ist nach mehreren Methoden gelungen. Ebelmen erhielt dieselben in meßbaren Krystallen, als er ihre Bestandteile in Gegenwart von Borsäure einer längeren Schmelzung unterwarf. A. Daubrée stellte Spinell dar, indem er Dämpfe von Chloraluminium bei Rotglut auf Magnesia wirken ließ. Stan. Meunier nahm rotglühenden Magnesiumdraht und ließ gleichzeitig Chloraluminium und Wasserdämpfe einwirken. — Wichtiger als alle diese Versuche sind für die genetische Geologie die Beobachtungen von A. Stelzner (13) und von diesem in Verbindung mit H. Schulze (14) über die Bildung eines fast reinen Zinkspinells nebst Tridymit in Verbindung mit kleinen Mengen amorpher und krystallisierter Zinksilikate bei der hüttenmäßigen Zinkdestillation. Die aus Ton und Chamottebröckchen hergestellten porösen Muffeln sind durch die 4—6 Wochen dauernde Einwirkung von Zink- und Wasserdampf, von Kohlendioxyd, Kohlenoxyd und etwas Kohlenwasserstoffgas bei einer Temperatur von etwa 1300° C. zu einem fast vollständig krystallinen Gemenge der genannten Mineralien umgewandelt, obgleich sie in ihrer Gesamtheit starr bleiben und höchstens lokal erweicht werden, wie dieses aus den in den Chamottebröckchen zur Entwicklung gelangenden Bläschen erkenntlich ist. Es ist durch diese Wahrnehmung der Schlüssel zur Deutung jener eigentümlichen Kontaktphänomene, wie sie von Klausen durch Teller und von John beschrieben wurden, gefunden, und die Möglichkeit der Gesteinsmetamorphose im starren Zustande erwiesen. Ganz besonders zu betonen ist die Bildung spärlicher amorpher glasartiger Silikate bei diesem Vorgange. Die normalen Kontaktzonen zeigen nirgends die Entstehung von Gesteinsgläsern; wohl aber fand F. Becke (15) solche in den Kontaktmineralien von Canzacoli bei Predazzo und ebenso sind sie häufig in den vulkanisch veränderten Sommablöcken. — Eine Analogie zu den Picotiteinschlüssen im Olivin bildet das Auftreten von Zink-Spinellkryställchen in den Fayalitschlacken des Bleiverhüttungsprozesses der Muldner Hütte bei Freiberg i. S., welches gleichfalls von Stelzner beschrieben wurde. Diese beiden Arten künstlicher Zinkspinelle sind z. T. mit blauer Farbe durchsichtig und verlieren diese Farbe durch Glühen bei Luftzutritt, oder sie sind farblos. Die Entfärbung der blauen Krystalle tritt nicht ein, wenn man sie unter Luftabschluß glüht, etwa in einem Strome von Kohlensäure, Wasserstoff, Chlorgas oder Sauerstoff.

Die Bildungszeit der Spinellide in künstlichen Schmelzflüssen ist nach J. K. L. Vogt (16) und Jos. Morozewicz (17) eine sehr frühe; sie geht sogar derjenigen des Magnetits voraus, wie sich durch Umwachsungen von Zinkspinell durch Magnetit nachweisen läßt. Damit stimmen die Tatsachen in den Eruptivgesteinen im allgemeinen gut. Doch wird man nicht vergessen dürfen, daß die Spinellbildung in den Gesteinen nicht immer ein Akt der Krystallisation aus schmelzflüssiger Lösung ist. Interessant ist die Spinellbildung aus dem Glimmer der granitischen und Gneißeinschlüsse in den Ergußgesteinen.

Literatur. (1) Z. X. 22. 1894. 328. — (2) Nouv. Recherches sur les propriétés optiques etc. Paris 1867. 203. — (3) N. J. 1895. I. 282. — (4) N. J. 1895. I. 282. — (5) Z. X. XXXIII. 260. — (6) Les enclaves du saphir, du rubis et du spinelle, Ann. Soc. belge de Microscopie. Bruxelles 1882. — (7) N. J. 1883. II. 156. — (8) L. van Werveke, N. J. 1880. II. 168. — (9) Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 32. 1882. 589. — (10) N. J. 1882. II. 245. — (11) Z. D. G. G. 33. 1881. 533. — (12) Harvard University Bulletin. 1882. Nr. 22. pag. 359. — (13) N. J. 1882. I. 170. — (14) N. J. 1881. I. 120—161. — (15) T. M. P. M. 5. 1882. 174. — (16) Archiv f. Math. og Naturvid. Christiania 1891. — (17) T. M. P. M. 18. 1898. 1. 186. 191. — (18) A. Michel-Lévy et A. Lacroix, Minéraux des roches. Paris 1888.

## Fluorit.

Chem.: $CaF_2$.

Morph.: Sehr selten Krystallflächen zeigend. Füllt gewöhnlich die Zwischenräume zwischen anderen Gemengteilen oder ist mit diesen in eckigen und tropfenähnlichen Körnchen verwachsen.

Koh.: Spaltung nach O (111) vorzüglich. — H. = 4. — Sp. G. = 3.18—3.20.

Opt.: Glasglanz. Durchsichtig; wasserhell, oft violett, rötlich violett oder bläulich mit bald zonarer, bald unregelmäßig-fleckiger Verteilung des Pigmentes. Hohe Temperatur, bei welcher die gefärbten Flußspate mehr oder weniger intensiv phosphoreszieren, zerstört das Pigment und liefert flüchtige Produkte, in denen Wyrouboff (1) und von Lasaulx (2) Kohlenwasserstoffe nachwiesen. In dem dunkelvioletten Flußspat von Quincié (Rhône) wiesen Becquerel und Moissan (2) freies Fluor nach, welches durch Einwirkung auf die Feuchtigkeit der Luft Fluorwasserstoff und Ozon liefert, wodurch die älteren Angaben über einen Ozongehalt des Stinkflußspates im Gneiß von Wölsendorf im bayrischen Wald eine gewisse Bestätigung zu erhalten scheinen.

$n_{Na} = 1.4332—1.4340$, etwas schwankend nach Fundort und Färbung.[1])

Mit den im gesteinsbildenden Flußspat nur selten erkennbaren, bei den aufgewachsenen Krystallen verbreiteten optischen Anomalien und ihrer Deutung beschäftigten sich in neuerer Zeit besonders Ern. Mallard (4), E. Hussak (5), R. Brauns (6) und F. Wallerant (7). Nach Hussak werden diese Anomalien durch höhere Temperatur nicht verändert, während Wallerant sie dadurch verschwinden sah.

Reakt.: V. d. L. zerknisternd und nur in dünnen Splittern etwas schmelzend. — Im Glasrohr mit Phosphorsalz geschmolzen oder mit Schwefelsäure erhitzt, entwickelt der Fluorit Fluorwasserstoffsäure, die das Glas ätzt. — Andere Säuren greifen den Fluorit kaum an. — Die Ätzfiguren des Fluorites studierte F. Becke (8). — Schm.-P. für rosa Fluorit der Alpen 1270° nach Brun.

Diagn.: Die Isotropie und das niedrige Brechungsvermögen teilt der Fluorit mit dem Opal und den Mineralien der Sodalithgruppe. Vom Opal unterscheidet ihn die gute Spaltbarkeit, von der Sodalithgruppe die Lage der Spaltflächen und die Unangreifbarkeit durch schwache

---

[1]) J. W. Gifford (10) fand am Flußspat eines deutschen Fundortes $n_D = 1.4338542$. — H. Dudenhausen (11) gibt für

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Fluorit, wasserhell, Hautes Alpes, Pyrenäen (sic) . . . | $n_{li} = 1.43219$, | $n_{Na} = 1.43380$, | $n_{tl} = 1.43534$ | sp. G. 3.18119 |
| rosa, Canton Uri . . . | | 1.43394, | 1.43543 | |
| gelb, Gersdorf . . . . | 1.43213, | 1.43360, | 1.43519 | |
| violett, „ . . . . | 1.43211, | 1.43366, | 1.43517 | sp. G. 3.18118 |
| gelb, Kupferberg . . . | 1.43208, | 1.43367, | 1.43515 | |
| gelb, Ehrenfriedersdorf . | 1.43220, | 1.43377, | 1.43526 | |
| blau, „ . | 1.43222, | 1.43377, | 1.43523 | |
| dunkelgrün, Bösenbrunn, Sachsen . . . . . | 1.43223, | 1.43381, | 1.43524 | |
| hellblau, Kongsberg . . | 1.43224, | 1.43379, | 1.43523 | sp. G. 3.18163 |
| grünviolett, Alston Moor | 1.43277, | 1.43433, | 1.43582 | sp. G. 3.18083 |
| | 1.43274, | 1.83437, | 1.43585 | |
| violett, Weardale . . . | 1.43235, | 1.43393, | 1.43540 | |
| | 1.43229, | 1.43389, | 1.43534. | |

Säuren. — Bei der Abtrennung aus dem Gesteinspulver scheidet ihn sein hohes sp. G. fast von allen farblosen, die Unangreifbarkeit durch den Elektromagneten von den meisten mitfallenden schwereren Gemengteilen. In einem mit Fluorit angereicherten Gesteinspulver wird dieser oft durch seine Phosphoreszenz bei Erhitzung im dunklen Raume auffällig.

Vork. Fluorit ist in keinem Gesteine wesentlicher Gemengteil. Als Übergemengteil zeigt er sich oft in Graniten und Syeniten, zumal bei Entwicklung greisenartiger Facies und auf Quetschzonen dann gern begleitet von Eisenglanz, Turmalin und Quarz. Allgemein erscheint er in den Tiefengesteinen der foyaitischen Magmen in Begleitung von und in Verwachsung mit den für diese Gesteine charakteristischen z. T. auch fluorhaltigen Titano- und Zirkonosilikaten Mosandrit, Rinkit, Laavenit, Rosenbuschit usw., sowie mit Ägirin und Alkaliamphibolen (9). — In den gleichen Assoziationen begegnet man dem Fluorit gelegentlich in Tinguaiten und Phonolithen und seltener mit Turmalin in Quarzporphyren.

In Sedimenten und krystallinen Schiefern scheint Fluorit auf Spalten und Klüfte beschränkt zu sein, die er zusammen mit Quarz und Baryt in dünnen Häuten überzieht, durchaus analog den bekannten mächtigen Gängen. — Flüssigkeitseinschlüsse, auch in negativen Krystallen, sind sehr häufig.

Literatur. (1) N. J. 1867. 479; 1869. 235. — (2) Z. X. 1877. I. 359. 370. — (3) C. R. **111.** 1890. 669. — (4) Ann. Min. 7ième série. **10.** 1876. 60. Im Separatdruck Paris 1877. — (5) Z. X. **12.** 1886. 552. — (6) Die optischen Anomalien der Krystalle 1891. — (7) Bull. Soc. Min. Fr. **21.** 1898. 44. — (8) T. M. P. M. **11.** 1890. 349. — (9) Fred. Eug. Wright. T. M. P. M. **20.** 1901. 253. — (10) Z. X. **39.** 1904. 80. — (11) N. J. 1904. I. 8.

## Granatgruppe.

Chem.: $\overset{II}{R_3}\overset{III}{R_2}Si_3O_{12}$, worin $\overset{II}{R}$ = Ca, Mg, Fe, Mn; $\overset{III}{R}$ = Al, Fe, Cr, Mn. Manche Granatarten enthalten Ti in oft beträchtlicher Menge.

Morph.: $\infty O$ (110) und $2O2$ (211), allein oder in Kombination, dann oft unter Hinzutritt von $3O^3/_2$ (321). Sehr selten ist O (111); hier und da vereinzelte Flächen anderer Gestalten. Die Flächen von (110) gern gestreift nach der langen, selten nach der kurzen Diagonale. — Rundliche und eckige Körner und Körneraggregate; bisweilen sehr unregelmäßig gestaltet, zackig, mit schlauch- und zapfenförmigen Fortsätzen und Anhängen, zumal in den krystallinen Schiefern.

Zonarer Bau oder isomorphe Schichtung aus chemisch-verschiedenen Schalen mit verschiedener Farbe ist verbreitet (Bd. I, 1, Taf. VII, Fig. 6), seltener ein Aufbau aus Anwachspyramiden, deren Basis eine Fläche von (110), deren Spitze das Krystallzentrum ist und an deren Grenzen sich die Einschlüsse häufen. Die letzte Erscheinung ist wesentlich an Kontaktgesteine und krystalline Schiefer gebunden.

Koh.: Unvollkommene Spaltung nach $\infty O$ (110), im Schliff nur selten wahrnehmbar und z. T. wohl durch den schaligen Aufbau bedingt nach O. Mügge (1). — Im Schiefergebirge und sonst in gepreßten Gesteinen oft zerdrückt und von zahlreichen Sprüngen durchzogen, die in allen Individuen eines Handstückes dieselbe Richtung innehalten (Bd. I, 1,

Taf. XII, Fig. 2) und an denen die Verschiebungen der Krystallteile statt hatten. — H. = 7—7.5. — Sp. G. = 3.4—4.3 schwankend mit der chemischen Zusammensetzung.

Opt.: Glasglanz. Farblos, rot, braun, gelb, grün, schwarz. Im durchfallenden Lichte bei hinreichender Dünne farblos, rot, gelb, braungelb, grün mit verschiedener Intensität der Farben. Die Farben sind idiochromatisch und hängen ab von der chemischen Konstitution. — Brechungsvermögen in allen Arten hoch. Den Zusammenhang des Brechungsvermögens und der Dispersion mit der chemischen Zusammensetzung ergeben die folgenden Bestimmungen von E. A. Wülfing an Material der Heidelberger Sammlung und solchem, welches für die Analysen in N. J. 1883. I. 87—164 den Herren Jannasch und Cohen (2) gedient hatte.

| Fundort | Farbe | sp. G. | $n_{li}$ | $n_{na}$ | $n_{tl}$ | $n_{tl}-n_{li}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Wakefield . . . | farblos . . . | | 1.7394 | 1.7438 | 1.7480 | 0.0086 | } |
| Auerbach . . . | Stich i. Rötl. . | 3.47 | 1.7399 | 1.7441 | 1.7482 | 0.0083 | } Grossulare |
| Cziklowa . . . | schwach gelbl. | 3.57 | 1.7520 | 1.7569 | 1.7617 | 0.0097 | } |
| Ala . . . . . | braun . . . . | | 1.7575 | 1.7626 | 1.7676 | 0.0101 | Hessonit |
| Kimberley . . . | weinrot . . . | | 1.7369 | 1.7412 | 1.7451 | 0.0082 | } |
| Kimberley . . . | bräunlichgelb . | | 1.7396 | 1.7439 | 1.7479 | 0.0083 | } Pyrope |
| Kimberley . . . | hyazinthrot . . | | 1.7459 | 1.7504 | 1.7545 | 0.0086 | } |
| Meronitz . . . | weinrot . . . | 3.70 | 1.7420 | 1.7464 | 1.7505 | 0.0083 | } |
| Wittichen . . . | dunkelrot . . | 3.96 | 1.8022 | 1.8078 | 1.8125 | 0.0103 | } Almandine |
| Orient . . . . | dunkelrot . . | | 1.8052 | 1.8109 | 1.8159 | 0.0107 | } |
| Haddam . . . | rötlichbraun . | 4.27 | 1.8050 | 1.8105 | 1.8158 | 0.0108 | Spessartin |
| Bissersk . . . | smaragdgrün . | 3.42 | 1.8318[1]) | 1.8384 | 1.8449 | 0.0132 | Uwarowit |
| Frascati . . . | schwarz . . . | 3.77 | 1.8467 | 1.8566 | 1.8659 | 0.0183 | Melanit |

Zum ferneren Vergleich seien angeführt:

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Auerbach . . . | rot . . . . . | | 1.7445 | 1.7714 | 1.7796 | 0.0151 | Gem. Granat. F. Tschihatscheff. |
| Syssersk, sog. Demantoid . . | grün . . . . | 3.828 | 1.8780 | 1.8893 | 1.9005 | 0.0225 | Melanit. A. Osann. |
| Nufenen . . . | rot . . . . . | | 1.7958 | 1.8017 | 1.8062 | 0.0104 | Almandin. C. Schmidt (3). |
| Hoyazo, Cabo de Gata . . . | | | 1.813 | 1.809 | | | Almandin. F. Mie. |
| Spessartin, La Vilate, Hte-Vienne . . . | | | 1.7940 | 1.7991 | | | A. Lacroix (55). |

An einem Uwarowit in Drusenräumen eines Quarzits nahe dem Kontakt mit serpentinisiertem Olivinfels von Kuusjärvi in Finnland bestimmte L. H. Borgström (56) $n_{grün} = 1.8554$, sp. G. = 3.772.

Die Werte schwanken übrigens oft nicht unbeträchtlich an Krystallen desselben Fundortes, ja derselben Stufe und selbst an demselben Prisma, z. T. wohl infolge

[1]) Bei Anwendung von Eosinflüssigkeit, nahezu der Linie C entsprechend.

wechselnder chemischer Zusammensetzung, z. T. vielleicht auch infolge anormaler Doppelbrechung.

Die gesteinsbildenden Granate sind im allgemeinen isotrop, oder haben doch nur schwache, erst bei Anwendung empfindlicher Methoden wahrnehmbare Doppelbrechung. Immerhin gibt es gewisse Vorkommnisse zumal unter den Kalksilikathornfelsen und den Granatfelsen, welche sehr lebhafte Phänomene der Doppelbrechung zeigen,[1]) die in solchen Fällen gern, aber durchaus nicht immer, mit einer Zonarstruktur des Granats in Beziehung steht.

Die Beobachtung der optischen Anomalien am Granat geht bis auf Brewster zurück; doch lenkte sich die Aufmerksamkeit diesem Gegenstande in reicherem Maßstabe erst dann zu, nachdem in Deutschland A. Wichmann (4) und nach ihm A. v. Lasaulx (5) einige besonders auffallende Beispiele beschrieben und E. Mallard (6) in einer höchst wichtigen Abhandlung über optisch anomale Krystalle eine Theorie des Phänomens gegeben hatte, deren Diskussion in ungewöhnlicher Weise befruchtend und fördernd auf die optisch-krystallographischen Forschungen der letzten Jahrzehnte eingewirkt hat. Ganz abgesehen von dem wissenschaftlichen Werte, welchen die von einem weitumfassenden Gesichtspunkte aus gegebene Darstellung Mallards besitzt, ist es sein unbestreitbares Verdienst, zuerst den Zusammenhang der optischen Anomalien krystallisierter Körper mit den Eigentümlichkeiten und Deformitäten der Krystallgestalt richtig erkannt und beschrieben, und die zu dieser Erkenntnis hinleitende Methode der krystallographisch orientierten Dünnschliffe eingeführt zu haben. Mallard fand, daß die optischen Anomalien nicht allen Granaten, sondern nur gewissen Arten derselben zukommen und daß diese doppelbrechenden Granate im polarisierten Lichte einen Zerfall in optisch verschieden orientierte Teile oder Felder wahrnehmen lassen, deren Zahl, Form und krystallographische Orientierung von der krystallographischen Lage des beobachteten Durchschnitts und der krystallographischen Ausbildung des untersuchten Individuums abhängen. Das Verhalten dieser Felder und Teile eines Krystalls zueinander war dasjenige von in Zwillingsstellung befindlichen Individuen eines polysynthetischen Krystalls, und ihr optisches Verhalten wies in manchen Granaten (Uwarowit) auf das rhombische, im Topazolith auf das asymmetrische System der Einzelindividuen hin. Mallard schließt daraus nicht, daß es reguläre, rhombische und trikline Granate gebe, daß also das Granatmolekul, $\overset{II}{R_3}\overset{III}{R_2}Si_3O_{12}$ trimorph sei, sondern daß alle Granate triklin mit großer Annäherung an reguläre Symmetrie seien (anorthique pseudo-cubique) und daß das rhombische Verhalten einiger, das reguläre Verhalten anderer nur die Folge einer stets inniger werdenden Zwillingsbildung sei.

Die von Mallard und nach ihm von E. Bertrand (7) gemachten Wahrnehmungen über optische Anomalien der Granate bestätigte, präzisierte und erweiterte C. Klein (8) bei seiner umfassenden Untersuchung dieser Mineralfamilie. Während aber E. Mallard von dem physikalischen Verhalten als dem bestimmenden Moment ausgeht und aus diesem heraus die abnorme Krystallform erklärt und konstruiert, sieht C. Klein die Form als das Bedingende an und erklärt den Wechsel der physikalischen Erscheinung aus dem Einfluß der Formenentwicklung. Er weist durchaus überzeugend nach, daß das Auftreten oder Fehlen optisch anomaler Phänomene nicht von der chemischen Zusammensetzung des Granats abhängt, daß vielmehr bei allen Arten, ja bei den Krystallen eines und desselben Fundortes optisch normale und abnorme auftreten, daß dagegen eine vorhandene Abnormität im optischen Verhalten, wie auch Mallard betont, stets strenge an die krystallographische Ausbildung und den Bau des Krystalls gebunden sei. Dieser Zusammenhang geht so weit, daß bei gleicher Form auch verschiedene Mineralien die gleiche Orientierung der optischen Anomalien erkennen lassen (Granat und Boracit in glatten Rhombendodekaedern, die glatten Ikositetraeder bei Granat und Analcim) und daß jede Verzerrung der äußeren Form eine Verschiebung der Grenzen

[1]) So beobachtete E. von Federow Doppelbrechung in der Stärke von 0.010 (Annuaire géol. et min. III. 1899. 58.).

der optisch verschiedenen Felder gegeneinander, jeder Eintritt eines neuen Begrenzungselementes in den Durchschnitt das Auftreten neuer Felder oder Streifen bedingt.

Klein, dessen Darstellung wir folgen und dessen Arbeiten wir die Figuren entnehmen durften, unterscheidet bei den doppelbrechenden Granaten 4 Haupttypen: 1. den Oktaedertypus, wie ihn die Oktaeder von Elba zeigen; das Verhalten derselben ist ein solches, als wären sie aus acht hemimorphen Rhomboedern mit negativem Charakter der Doppelbrechung aufgebaut, deren Basisflächen den Oktaederflächen entsprächen, während ihre Pole im Zentrum des Oktaeders lägen. Durch sekundäre Umstände kann Zweiaxigkeit der scheinbaren Einzelindividuen bedingt werden. Ein nicht zu weit von der Spitze des Krystalls genommener Schnitt nach der Würfelfläche zeigt danach eine Vierteilung, wie in Fig. 1. Die Auslöschungen liegen parallel den Kanten. Ein Schliff nach der Oktaederfläche läßt die Felderteilung in Fig. 2 erkennen; der zentrale Teil ist isotrop und zeigt im konvergenten Licht den senkrechten Austritt der optischen Axe, die drei randlichen Felder haben ihre Auslöschung parallel und senkrecht der Basis der gleichschenkligen Dreiecke; ein Schnitt parallel der Fläche von ∞O (110) durch die Mitte des Krystalls zeigt Sechsteilung bei optisch gleichem Verhalten der diametral gegenüberliegenden Teile.

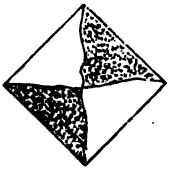


Fig. 1.

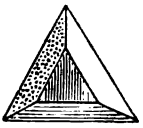


Fig. 2.

Der 2. Rhombendodekaedertypus findet sich rein an den glatten Rhombendodekaedern der meisten Granate von Auerbach und Jordansmühl. Die Krystalle sind anscheinend aus zwölf hemimorphen rhombischen Pyramiden aufgebaut, deren Basis den Flächen des Rhombendodekaeders entsprechen, während ihre Spitzen im Zentrum des Krystalls liegen. In jedem scheinbaren Einzelindividuum liegt die Axenebene parallel der langen Diagonale der Basisfläche, auf welcher die meist negative Bisektrix senkrecht steht; sie wird positiv, wenn (110) zusammen mit (211) ausgebildet ist, gewissermaßen durch Beeinflussung des Ikositetraedertypus. Danach zeigt ein Schliff parallel ∞O∞ (100) eine Vierteilung (Fig. 3) mit Axenaustritt auf jedem Felde im konvergenten Licht, Auslöschung parallel und senkrecht zu den Schliffrändern; Schnitte nach O (111) sind dreigeteilt nahe der Oberfläche (Fig. 4), sechsfelderig bei zentralem Schnitt

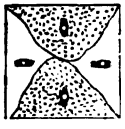


Fig. 3.

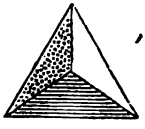


Fig. 4.

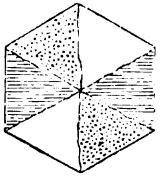


Fig. 5.

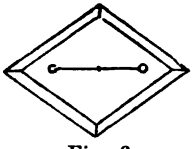


Fig. 6.

(Fig. 5), und die Auslöschungen der Felder liegen parallel und senkrecht zu der Basis der gleichschenkligen Dreiecke; Schnitte nach ∞O (110) nahe der Oberfläche zeigen einen zentralen Rhombus mit normalem Austritt der Bisektrix und vier schmale randliche Felder (Fig. 6).

Bei dem 3. Ikositetraedertypus besteht der Krystall (Wilui) optisch aus 24 hemimorphen Pyramiden von monoklinem Charakter, deren jede als Basis eine Fläche des Ikositetraeders 202 (211) hat und deren Spitzen sämtlich im Zentrum des Krystalls liegen.

Es kommen zwei Typen vor. Bei dem einen steht die Ebene der optischen Axen, deren Winkel bis auf nahezu 0° sinken kann, senkrecht zur symmetrischen Diagonale der Ikositetraederfläche und der Charakter der auf der Fläche von (211) fast senkrechten ersten Bisektrix ist positiv. Bei dem anderen Typus liegt ebenfalls die Ebene der optischen Axen senkrecht zur symmetrischen Diagonale der Ikositetraederfläche, aber die positive Bisektrix des sehr viel größer gewordenen Axenwinkels weicht von der Normalen auf der Fläche von (211) nach der trigonalen Axe hin ab.

Danach leitet sich die Felderteilung und die optische Orientierung der einzelnen Felder leicht ab.

Als 4. Topazolithstruktur (Mussa-Alp) bezeichnet Klein diejenige Ausbildungsform, bei welcher der Krystall optisch aus 48 hemimorphen asymmetrischen Pyramiden besteht, welche je eine Fläche von mOn (hkl) zur Basis und sämtlich ihre Spitzen im Zentrum des Krystalls haben würden. In jeder Pyramide tritt eine negative Bisektrix schief zur Fläche des Hexakisoktaeders aus und die Axenebene liegt variabel. Daraus ergibt sich schematisch für die Schnitte nach $\infty O \infty$ (100), O (111) und $\infty O$ (110)

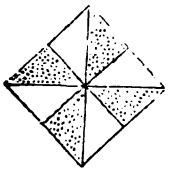


Fig. 7.

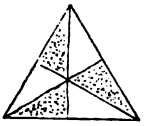


Fig. 8.

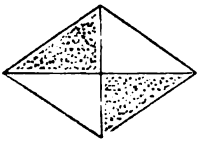


Fig. 9.

die Felderteilung, wie sie die Fig. 7, 8 und 9 darstellen; die Auslöschungen liegen allenthalben schief gegen die Begrenzungselemente.

Es können mehrere Typen an ein und demselben Krystall zusammenwirken zur Herstellung der optischen Anomalien und durch Kompensationen kann dadurch in optisch anomalen Granaten örtlich Isotropie entstehen.

Weitere Beobachtungen über die optischen Anomalien der Granate, und deren Deutung und Erklärung lieferten W. C. Brögger (9), R. Brauns (10), A. Ben Saude (11), E. von Fedorow (50), G. Nordenskjöld (51), Gentil (52) u. a. Brögger fand bei seiner Untersuchung der Langesundgesteine, daß nur die auf Klüften und Gängen oder in Kontaktgesteinen gebildeten Granate anomal, die aus Gesteinsmagmen ausgeschiedenen normal waren. Brauns stellte bei dem Studium der optischen Anomalien der Alaune fest, daß diese sich bei isomorph gemischten Alaunen, dagegen nicht bei chemisch einfachen Alaunen einstellen und erklärt die optische Anomalie aus der isomorphen Mischung, derzufolge das Krystallgebäude aus unter sich verschiedenen Bausteinen aufgeführt ist. Die Tatsache war schon von Biot und Dufrénoy am Kalialaun und seinen Mischungen mit Ammoniakalaun beobachtet und aus ihr der gleiche Schluß gezogen. Eine ansprechende Ableitung der Verteilung der optischen Elastizität in doppelbrechendem Granat aus der isomorphen Schichtung gibt E. von Fedorow (50). — Ben Saude bringt die Doppelbrechung regulärer Krystalle mit dem bevorzugten Kantenwachstum in Beziehung, demzufolge das Krystallgerippe eine andre und zwar die normale Dichtigkeit, die dasselbe füllenden Pyramiden eine geringere Dichte besitzen müßten.

Daß die optischen Anomalien bei den Granaten wesentlich auf die Ca-reicheren Glieder der Reihe beschränkt seien, hob A. Lacroix hervor. Die Unzerstörbarkeit derselben durch Erwärmung der Präparate wurde von mehreren Beobachtern erkannt.

An den in den Gesteinen auftretenden Granaten scheinen nach den bisher gesammelten Erfahrungen ganz vorwiegend die Erscheinungen der Doppelbrechung dem rhombendodekaedrischen Typus zu entsprechen, doch dürften hier und da Elemente der Ikositetraeder- und Topazolithstruktur hineinspielen. Sehr häufig kombiniert sich die Erscheinung mit ausgesprochener Zonarstruktur, indem oft in zahlreicher Wiederholung isotrope und doppelbrechende Lagen alternieren. Bd. I. 2, Taf. I Fig. 1 gibt ein Bild eines parallel $\infty O$ (110) zentrisch geschnittenen Rhombendodekaeders mit der dieser Form angehörigen Struktur.

Den Asterismus der eine Flächenstreifung besitzenden Granate im auffallenden Lichte beschrieb Des Cloizeaux. Im durchfallenden Lichte kann man ihn öfters bei zonargebauten Krystallen mikroskopisch beobachten, wenn man bei Benutzung eines sehr kleinen Diaphragma und intensiver Beleuchtung das Okular aus dem Tubus entfernt, die Platte dicht über den Tubus hält und ihr das Auge möglichst nähert. Der Asterismus ist vierstrahlig bei Platten senkrecht zu einer Hauptaxe, sechsstrahlig bei solchen senkrecht zu einer trigonalen Axe.

Reakt.: V. d. L. leicht zu farblosem bis grünlichem Glase schmelzbar ist Grossular, zu dunklem, meist deutlich magnetischem Glase schmilzt Almandin, zu schwarzem, stark magnetischem Glase schmilzt Melanit, zu grünem bis schwärzlichem, wenig magnetischem Glase schmilzt gemeiner Granat und Spessartin, schwierig zu schwarzem nicht magnetischem Glase schmilzt Pyrop, nicht schmelzbar ist Uwarowit. — Schm.-P. für Grossular Auerbach 1125°—1140°, für Almandin 1140°—1160°, für Melanit von Frascati von 945°—950°, für Uwarowit 1300° nach Doelter, für Almandin 1070°, für Topazolith Rümpfischwang 1150° nach Brun. — Von Säuren, selbst von Flußsäure, werden die Granate nicht oder kaum angegriffen. Nur die Ti-reichen Abarten werden schon von Salzsäure unter Gelatination zersetzt. Durch Schmelzen verlieren die Granate stark an sp. G. und werden dann unschwer von Salzsäure unter Abscheidung von Kieselgallerte gelöst. — Geschmolzene Ätzalkalien bringen Ätzfiguren hervor, welche von W. C. Brögger und H. Bäckström (12), H. Baumhauer (13) und O. Mügge (14) untersucht wurden.

Diagn.: Bestimmend ist für Granate das starke Brechungsvermögen und die chemische Unangreifbarkeit. Verwechslung ist nur möglich mit Spinellen. Beide Mineralien werden leicht mit Benutzung ihrer sp. G. oder ihrer chemischen Unangreifbarkeit aus Gesteinen isoliert und dann auf den Gehalt an $SiO_2$ geprüft.

Vork. Grossular, $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ und nahestehende Mischungen, sp. G. = 3.4—4.6, oft idiomorph in Rhombendodekaedern allein oder mit 202 (211) und $30^3/_2$ (321), sonst in Körnern und derben Massen haben ihre Heimat im körnigen Kalk der krystallinen Schiefer, im Granatfels neben gemeinem Granat und Allochroit, in den Paraaugit- und Paraamphibolgneißen und in den Kalksilikathornfelsen der Tiefengesteinskontaktzonen. Einschlüsse von Flüssigkeiten, von Calcit, Wollastonit, Epidot, Zoisit, Vesuvian, Pyroxen, Tremolit, Feldspat, Graphit und Quarz sind häufig und steigern sich zu den sog. Perimorphosen. Umbildungsvorgänge sind nicht bekannt.

Almandin, $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ und nahestehende Mischungen, sp. G. = 4.1—4.3, rot in verschiedenen Tönen bis braunrot. Er ist bekannt als Übergemengteil in Graniten vieler Fundorte und in gewissen Andesiten (15. 16), gern in Begleitung von Cordierit. Entweder in Körnern oder seltener idiomorph mit 202 (211) allein oder kombiniert mit ∞O (110). — Sehr verbreitet ist der Almandin in den Gneißen, zumal Kinzigiten, Granuliten und in den feldspatfreien krystallinen Schiefern, meistens in Körnerform, seltener in Krystallen, dann mit herrschendem 202 (211) in den feldspatreichen, mit herrschendem ∞O (110) in den feldspatarmen Gesteinen. Er umschließt gern die mit ihm vergesellschafteten Mineralien, zumal Eisenerze, Rutil, Turmalin, Spinell, Glimmer, Pyroxen, Hornblende, Quarz oder ist mit den drei letzten mikropoikilitisch verwachsen. Auch dient er oft als eine Art Strukturzentrum (17, 18), um welches herum sich die andern Mineralien und ihre Umwandlungsprodukte radial ordnen. Die mechanischen Phänomene, welchen diese Schiefer ihre Struktur verdanken, haben in den Granaten derselben bisweilen überaus deutliche Spuren hinterlassen (Bd. I. 1 Taf. XII Fig. 2). Auf solche Verhältnisse beziehen sich anscheinend auch die Beschreibungen von H. O. Lang (19). — Auch die Almandine zeigen gewöhnlich überaus frische Substanz, doch kennt man die Umwandlung in Chlorit. Optische Anomalien scheinen nicht vorzukommen.

Der Kalkeisengranat, $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$ und nahestehende Mischungen, wohl immer Ti-haltig, sp. G. = 3.8—4.1 ist in den sammetschwarzen Krystallen, welche Melanit genannt werden und durchweg die Form ∞O (110) . 202 (211) zeigen, in den alkalireichen basischeren Eruptivgesteinen (Eläolithsyeniten, Eläolithporphyren, Tinguaiten, Borolaniten, Phonolithen, Leucitophyren, Nepheliniten, Tephriten) als akzessorischer Gemengteil ein

häufiges Mineral. Er ist stets braun durchsichtig mit verschiedener Tiefe der Färbung und bildet eine der ältesten Ausscheidungen. Einschlüsse sind recht selten und in keiner Weise charakteristisch. Die Melanite aus dem Peperin von Frascati führen oft einen vollständig farblosen, scharf krystallographisch begrenzten Kern. Optische Anomalien sind wegen der tiefen Färbung des Minerals schlecht wahrnehmbar. — Umwandlungserscheinungen fehlen.

Dem $TiO_2$-reichen Melanit gehört nach einer Analyse von A. Knop (20) auch jenes braunschwarze, pechglänzende, muschlich brechende Mineral an, welches in wechselnder Verbreitung in der Form von rundlichen Massen bis zu Walnußgröße in dem Phonolith von Oberschaffhausen und in einem Hauyn- und Melanit-reichen Leucitophyr vom Horberig bei Oberbergen, hier gern in Gesellschaft von schlackigem Titaneisen, auftritt, und nach H. Fischer auf Grund einer Analyse von A. Claus zum Schorlomit gestellt war. Knop irrt, wenn er glaubt, es sei auch Augit am Kaiserstuhl von H. Fischer oder dem Autor mit Schorlomit verwechselt worden; er konnte diesen Irrtum leicht vermeiden, da an der von ihm selbst zitierten Stelle (Phys. I, 165, 1873) die Isotropie des Pseudo-Schorlomit und seine braune Farbe betont ist. Auch sind die den sog. Schorlomit haltenden Partien der genannten Gesteine, deren Analogie mit den „Olivinfels-Einschlüssen" im Basalt mit Recht hervorgehoben wird, sicherlich keine Einschlüsse, sondern ältere Ausscheidungen aus dem Magma. Sie enthalten eben nur die älteren Mineralgemengteile der sie führenden Gesteine in z. T. korrodiertem Zustande.[1])

Zu den Titan-reichen Melaniten gehört nach zwei von Thoreld ausgeführten Analysen auch der lichtbraun durchsichtige Jiwaarit aus dem Ijolith vom Jiwaara in Finnland. Derselbe enthält nach diesen Analysen über 18% $TiO_2$, nach den Bestimmungen von W. Ramsay und Hugo Berghell (21) an reinem Material sogar 25%. Das Mineral ist jünger als der Pyroxen; meist ganz isotrop, hier und da schwache Doppelbrechung. Dem Jiwaarit ähneln durchaus die tiefbraunen Granate des Nephelingesteins aus dem Oberwiesentaler Eruptivstock mit über 10% $TiO_2$ nach A. Sauers Analyse (22). Ebenso scheinen ihm viele tiefbraune Granate aus den Eläolithsyeniten Brasiliens, Canadas (25), Arkansas, Alnös, Tasmaniens und den Ganggesteinen, welche sie begleiten, nahe zu stehen.

Als vulkanische Kontaktbildung beschreibt Fouqué den Melanit von Santorin in Begleitung von Wollastonit und Fassait (23). — Brögger bespricht interessante Perimorphosen von Kalktoneisengranat mit Calcit und Albit, sowie Umhüllungs- und Ausfüllungspseudomorphosen von Kalkeisengranat mit Natrolith wahrscheinlich nach Sodalith von Gängen auf der Insel Stockö im Langesund. Diese Granate sind stark doppelbrechend.

Gründurchsichtige Kalkeisengranate, sog. Demantoide, treten in manchen Serpentinen (Dobschau, Vogesen, Ural und am Geißpfadpaß in Oberwallis nach H. Preiswerk (57)) auf. Schon Delesse beobachtete an solchen Krystallen eine schalige Zusammensetzung aus grünen und roten Lagen. — Braungefärbt finden sie sich in manchen Eisenerzlagern der krystallinen Schiefer.

Der Spessartin, $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$ und nahestehende Mischungen, sp. G. = 3.7—4.3, findet sich gelegentlich in granitischen Gesteinen ohne scharfe Krystallbegrenzung in größeren Körnern, so bei Aschaffenburg; auch der von G. Rose (26) im Porphyrit von Ilfeld a. H. aufgefundene Granat von blutroter Farbe gehört nach Des Cloizeaux zum Spessartin. — Als pneumatolytische Bildung erscheint Spessartin mit Topas und Bixbyit im Liparit, 35 miles SW Simpson, Utah (27). — Derselbe bildet den wesentlichsten Gemengteil der berühmten Wetzschiefer der Ardennen von Viel-Salm, Ottrez und Hébronval in fast farblosen, gelblichrötlichen Rhombendodekaedern und Körnern von oft vollkommen reiner Substanz (28). Vereinzelte größere Einsprenglinge des Spessartins,

[1]) Auch ein Granat von Ober-Rothweil am Kaiserstuhl (er stammt wohl nicht aus dem Leucitophyr auf der rechten, sondern aus dem Phonolith auf der linken Talseite, St. Pantaleons-Kapelle) ist nach einer Analyse von R. Soltmann (24) ein titanreicher ($TiO_2$ = 11%) Melanit, interessant durch einen Gehalt von 1.28% $ZrO_2$.

$\infty O$ (110), in dem regionalmetamorphen Quarzit des Taunusien der Gegend von Bastogne in den Ardennen (29) zeigen parallel den Symmetrieaxen überaus zierliche Reihen von Interpositionen (Quarz und Muscovit anscheinend), deren Anordnung eine große Analogie mit der Chiastolithstruktur des Andalusits darbietet (Bd. I. 2 Taf. I Fig. 2). — Umwandlungsvorgänge sind nicht bekannt.

Der gemeine Granat, wesentlich eine isomorphe Mischung der Grossular-, Almandin- und Melanit-Moleküle, sp. G. = 3.3—3.8, tritt in gewissen Granatfelsen, in dynamometamorphen Eruptivgesteinen der Diabas- und Gabbroreihen, in krystallinen Schiefern (Eulysit, Amphibolit, Eklogit, Pyroxengesteinen und ihren Derivaten), sowie in der Phyllitformation auf. Er hat rotbraune bis gelblichrote, selten grüne Farben, und ist oft nahezu farblos durchsichtig. Zonare Struktur ist sehr häufig und nicht selten mit optischen Anomalien verbunden. Krystallform fehlt meistens. Einschlüsse der assoziierten Mineralien und Flüssigkeitseinschlüsse in zentraler Anhäufung, seltener in zonarer Anordnung sind sehr verbreitet. Ebenso die mikropegmatitische Verwachsung mit den assoziierten Mineralien und die radiale Anordnung derselben um den Granat als Zentrum. O. Mügge (l. c.) beobachtete in Arendaler Granaten aus Amphibolitgesteinen prismatische Einschlüsse, die auf den Flächen von $\infty O$ parallel den Durchschnittskanten dieser lagen und offenbar mit der Absonderung nach (110) und natürlichen Ätzfiguren in Zusammenhang standen. Er hält sie nach ihrem optischen und chemischen Verhalten für Disthen. — T. H. Holland (53) beschreibt in der gleichen Anordnung in den Granaten gewisser Tiefengesteine der Präsidentschaft Madras in Ostindien Einschlüsse, die er nach ihrer optischen Orientierung und Doppelbrechung für Titanit hält. Umwandlungserscheinungen sind nicht selten. Am häufigsten trifft man die Pseudomorphose von Chlorit nach Granat, wie sie von Pumpelly (30) von der Spurr Mountain Iron Mine am Lake Superior, von G. W. Hawes (31) aus den Phylliten des Connecticut-Tales in New Hampshire, von Dathe (32) aus den Diallaggranuliten beschrieben wurde. Ebenso ist die Umwandlung in Hornblende öfters beobachtet worden, so von Weigand im Serpentin von Le Bonhomme in den Vogesen. — A. Pichler machte auf den gleichen Vorgang in Diluvialgeschieben krystalliner Gesteine der Gegend von Innsbruck aufmerksam, die von R. Blum im 4. Nachtrage zu seinen Pseudomorphosen, S. 78, und von J. Blaas (34) beschrieben wurden. — Aus Amphiboliten derselben Diluvialablagerungen vom Schloß Achenrain im Brandenberger Tal und aus Amphibolschiefern der Stamser Alpen in der Ötztalgruppe beschreibt A. Cathrein (35, 36) die Umwandlung des Granats in Skapolith. An letzter Lokalität beobachtete er ferner die Umwandlung des Granats in Epidot, in Oligoklas, in Hornblende, in Saussurit und in Chlorit. — In vielflächig fazettierten Körnern, deren Oberfläche einen Aufbau aus zahlreichen Subindividuen vermuten läßt, tritt nach A. Sauer (37) Granat in den feinkörnigen Sanden des Neckardiluvium bei Heidelberg auf. Dieselben stammen wahrscheinlich aus dem Keuper und sind in diesem authigen. — Ob nicht manche Granate der Eruptivgesteine hierher gehören, läßt sich z. Z. nicht entscheiden.

Der Pyrop, vorwiegend $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, mit geringer Beimischung des Chromgranat- und wechselnden Mengen des Almandin-Moleküls, sp. G. = 3.7—3.8, bildet eckige bis rundliche Körner von meistens sehr reiner Substanz und roter bis blutroter Farbe im durchfallenden Lichte. Er tritt nur in den Peridotiten und ihren Derivaten, den Serpentinen, auf und bildet hier bisweilen ein Strukturzentrum für die übrigen Gemengteile, besonders die Pyroxene. Sehr oft wird er von einer radialstrahligen, lichtgraubraunen Schale umgeben, welche A. Schrauf (38) der Nußschale verglich und Kelyphit nannte. Es kann der ganze Pyropkern verschwinden und durch Kelyphit ersetzt werden. Bd. I. 2 Taf. I Fig. 3 gibt ein Bild einer solchen Kelyphitrinde um Pyrop im Serpentin von Karlstetten und zeigt sehr deutlich eine helle Zone, welche den Kelyphit gegen den Serpentin abgrenzt. Schrauf, dessen Beobachtungen am Serpentin von Krems bei Budweis in Böhmen gemacht wurden, hält den Kelyphit für eine homogene Substanz und für eine pyrogene Kontaktbildung zwischen Pyrop und Olivin. Eine genaue Beschreibung des Kelyphits, den er für schwach doppelbrechend erklärt, gibt er nicht. Fr. Becke (17, S. 323) beschreibt durchaus analoge Rinden um Pyrop aus Peri-

dotiten von Steineck und findet die strahlige Zone aus zwei Substanzen gemengt, einer isotropen, welche als Picotit erkannt wurde, und einer doppelbrechenden, die er für Hornblende hält. Der die Pseudomorphose nach außen umziehende helle Rand, welchen Schrauf als Olivin auffaßt, war in dem Gestein von Steineck ein Gemenge von Hornblende, Bronzit und Diallag. Die Richtigkeit der Deutung erwies Fr. Becke später (39) durch Isolation des Picotits vermittels HF. Er deutet den Vorgang durch die Gleichung Pyrop + Olivin = Spinell + Hornblende, $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_2SiO_4 = MgAl_2O_4 + Mg_4Si_4O_{12}$. Man vergleiche zu den Angaben von A. Schrauf und Fr. Becke übrigens die Bemerkungen von H. von Foullon (40) und G. Linck (41). — v. Lasaulx (l. c.), welcher dasselbe Vorkommen wie Schrauf studierte, fand diese helle Zone nicht aus Olivin, sondern aus Chromdiopsid zusammengesetzt, und schreibt dem Kelyphit starke Doppelbrechung zu. Nach einer eingehenden Vergleichung analoger Vorkommnisse von Greifendorf bei Bohrungen in Sachsen, vom Col de Pertuis in den Vogesen und von Pargas kommt er zur Ansicht, daß „die radialfaserigen Rinden um Granat keineswegs alle gleichartig zusammengesetzt sind oder irgendwie einem chemisch oder krystallographisch individualisierten Minerale entsprechen". „Für alle aber ist es gemeinsam, daß der Ausgang zu ihrer Bildung in einer Verwachsung von Mineralien der Pyroxen-Amphibolgruppe um Granatkerne zu sehen ist, sei es, daß schon mit dieser Verwachsung eine ursprüngliche radialstenglige und faserige Struktur verbunden war, oder daß dieselbe sich erst durch eine in der Umwandlung der ursprünglichen Pyroxen-Amphibolzone bedingte Ausfransung und Faserung sekundär vollkommener entwickelte." Auch für den Kelyphit von Krems vindiziert er die gleiche Entstehung. Mrha (42) teilt in einer bemerkenswerten Arbeit mit, daß meistens im Kelyphit eine innere Faserzone und eine äußere Körnerzone zu unterscheiden seien. In der inneren Zone findet sich der Picotit, der nebst monoklinem Pyroxen in allen Kelyphiten vorhanden ist. Nach ihm stehen eisenarmer Bronzit und Hornblende im Kelyphit in solcher Beziehung, daß sie sich gegenseitig ersetzen, also auch einer ganz fehlen kann. Nach ihm gehört der Kelyphit in die Kategorie der „reaction rims" und kann nicht dynamometamorphen Ursprungs sein, weil mit seiner Entstehung aus Pyrop nicht eine Verminderung, sondern eine Vergrößerung des Molekularvolums verbunden ist. Er nimmt an, daß der in größerer Tiefe gebildete Pyrop bei Abnahme des Druckes während des Aufsteigens des Magmas mit dem Olivin in Reaktion trat. Ähnliche Auffassung der Bildung des Kelyphits hatte schon A. Schrauf.

Kelyphit-ähnliche reaction rims, die er für sekundär hält, beschreibt H. Barvič (43) um den Granat eines Amphibolitgerölls des Iglavaflusses bei Hrubschitz in Böhmen. Sie bestehen zunächst dem Granatkern aus sehr feinen, oft keulenförmigen Stengeln von blaßgrünem diopsidartigem Pyroxen und basischem Plagioklas im innigen strahligen Gewebe. Darauf folgt nach außen eine gröber stenglige Hülle aus strahlenförmigem Amphibol und Plagioklas. Da der Granatkern reichlich Quarzkörner einschließt, die in der Rinde fehlen oder doch selten sind, so schließt er, daß sie bei deren Bildung verwendet wurden. — Auch T. H. Holland (54) beschreibt kelyphit-ähnliche Umrindungen von Feldspat, Aktinolith und Magnetit um Granate pyroxenführender Gesteine aus Indien, dort wo sie sich mit Mg- und Fe-haltigen Gemengteilen berühren, während sie fehlen, wo die Granate an Feldspat und Quarz grenzen. Aber er sieht in den kelyphitischen Schalen nicht ein Umbildungsprodukt der Granate, sondern den Anfang ihrer Bildung, wenn ich das Referat richtig verstehe.

Der Uwarowit ($Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$) mit tief grüner Farbe durchsichtig, scheint auf Chromeisen-reiche Serpentine (Bissersk), körnige Kalke und Dolomite (Orford in Canada, Tasmanien) beschränkt; er bildet Krystalle von der Form $\infty O$ (110) und zeigt stets die anomale Doppelbrechung des dodekaedrischen Typus. Umwandlungsphänomene sind unbekannt.

Die künstliche Darstellung der so allgemein verbreiteten Granate ist nur selten gelungen. Klaproth, v. Kobell u. a. wollen den Melanit durch Schmelzen desselben oder des Vesuvians krystallisiert erhalten haben. Des Cloizeaux, Bourgeois (44), Doelter und Hussak (45) beobachteten bei der Krystallisation des geschmolzenen

Granats, beziehungsweise einer analog zusammengesetzten Schmelze immer den Zerfall in andere Molekularverbindungen, unter denen sie Anorthit, Skapolith, Monticellit, Pyroxene, Melilith, Kalknephelin, Pleonast und Eisenglanz beobachtet zu haben glauben. F. Fouqué und A. Michel-Lévy (46) erhielten den Melanit als krystalline Ausscheidung ($\infty O$) bei der künstlichen Darstellung eines Nephelinits durch Zusammenschmelzen der Bestandteile eines solchen im Platintiegel und langsame Abkühlung. L. Michel (49) fand Melanitkryställchen in den Blasenräumen einer künstlichen Schmelze von 10 Teilen Titaneisen, 10 Teilen Schwefelcalcium, 8 Teilen $SiO_2$ und 2 Teilen Kohle, die in einem Graphittiegel bei etwa 1200° C fünf Stunden geschmolzen und dann langsam abgekühlt war. Daneben fand sich Sphen in kleinen Krystallen aufgewachsen. — L. Bourgeois (47) konstatierte die Anwesenheit von Spessartin in tiefgelben Kryställchen von rundlichen Umrissen in einer Schmelze der Bestandteile dieses Minerals; die Kryställchen enthielten Einschlüsse von Hausmannitmikrolithen. — Al. Gorgeu (48) erhielt Spessartin in scharfen Ikositetraedern, als er die Bestandteile desselben in Chlormagnesium als Lösungsmittel schmolz. — Es ist gewiß nicht ohne Bedeutung, daß dieses für die regionale und Kontaktmetamorphose so sehr charakteristische Mineral sich aus Schmelzfluß so schwer darstellen läßt, wenn man von Melanit und Spessartin absieht.

Literatur. (1) N. J. 1889. I. 239. — (2) Mitteil. d naturw. Ver. f. Neuvorpommern und Rügen **22**. Jahrgang. 1888. — (3) Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz XIV. S. 46 u. 52. — (4) Pogg. Ann. **107**. 282—290 und Z. D. G. G. **27**. 1875. 749. — (5) N. J. 1876. 630—632. — (6) Explication des phénomènes optiques anomaux que présentent un grand nombre de substances cristallisées. Ann. Min. **10**. 1876. 60—203. Separat gedruckt Paris 1877. — Sur le grenat Pyrénéite. Bull. Soc. min. Fr. **14**. 1891. 293. — (7) Bull. Soc. min. Fr. **4**. 1881. 12—15. — (8) Nachr. Kön. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 1882. Nr. 16. 457—564 und N. J. 1883. I. 87—163. Ferner: S. B. A. **34**. 1894. 723 und N. J. 1895. II. 68. — (9) Z. X. **16**. 1890. 160—172. — (10) Die optischen Anomalien der Krystalle. Leipzig 1891. — (11) Beitrag zu einer Theorie der optischen Anomalien der regulären Krystalle. Lissabon 1894. — (12) Z. X. **18**. 1890. 214. — (13) S. M. A. 1874. 249. — (14) N. J. 1889. I. 242. — (15) J. Szabó, Der Granat und der Cordierit in den Trachyten Ungarns. N. J. B. B. **1**. 1881. 302. — (16) A. Osann, Über den Cordierit-führenden Andesit von Hoyazo, Cabo de Gata. Z. D. G. G. **40**. 1888. 694. — (17) F. Becke, Die Gneißformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. **4**. 189—264 und 285—408 passim. — (18) A. von Lasaulx, Über die Umrindungen von Granat. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. in Bonn 1882. 3. Juli. — (19) Nachr. Kön. Ges. d. Wiss. zu Göttingen 1878. 154. — (20) Z. X. **1**. 1877. 58. — (21) G. F. i Stockholm Förhdl. **13**. 1891. 305. — (22) Erläuterungen zu Sect. Wiesental der geolog. Spezialkarte des Königr. Sachsen 70. — (23) C. R. 1875. 15 Mars. — (24) Z. X. **18**. 1891. 628. — (25) Adams und Harrington, Amer. Journ. 1896. I. 21. — (26) Z. D. G. G. **11**. 1859. 299. — (27) Penfield and Foote, Amer. Journ. **4**. 1897. 105. — (28) A. Renard, Mémoire sur la structure et la composition minéralogique du coticule et sur ses rapports avec la phyllade oligistifère. Bruxelles 1877. — (29) A. Renard, Les roches grenatifères et amphiboliques de la région de Bastogne. Bull. du Musée Roy. d'hist. nat. de Belgique. Bruxelles 1882. I. — (30) Amer. Journ. **10**. 1875. Juliheft. — (31) Mineralogy and Lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 75. — (32) Z. D. G. G. **29**. 1877. 285. — (33) T. M. M. **3**. 1875. 190. — (34) T. M. P. M. **4**. 1881. 279. — (35) Z. X. **9**. 1884. 378. — (36) Z. X. **10**. 1885. 433 und Ber. über d. 18. Vers. der Oberrhein. geol. Ver. zu Stein a. Rh. Stuttgart 1885. 17. — (37) Erläuterungen zu Blatt Schwetzingen-Altlußheim (S. 9) und zu Blatt Neckargemünd (S. 87) der geol. Spezialkarte des Großh. Baden. Heidelberg 1896 und 1898. — (38) Z. X. **6**. 1882. 321—388. — (39) T. M. P. M. **7**. 1885. 250—255. — (40) Verhandl. k. k. geol. Reichsanstalt 1885. 354. — (41) N. J. 1886. II. 239. — (42) T. M. P. M. **19**. 1899. 111. — (43) Sitzungsber. k. böhm. Ges. d. Wiss., Math.-naturw. Klasse **27**. 1893. — (44) Ann. Chim. et Phys. **19**. 1883. — (45) N. J. 1884. I. 158. — (46) C. R. **87**. 1888. 961. — (47) Ann. Chim. et Phys. **19**. 1883. — (48) Bull. Soc. min. Fr. **6**. 1883. 283 und C. R. **97**. 1883. 1303. — (49) Bull. Soc. min. Fr. **15**. 1892. 254. — (50) Z. X. **28**. 276. — (51)

G. F. i Stockholm Förhdl. 12. 1890. 348. — (52) Bull. Soc. min. Fr. 17. 1894. 269. — (53) Z. X. 30. 89. — (54) Z. X. 30. 90. — (55) Minéralogie de la France I. 255. Paris 1893. — (56) G. F. i Stockholm Förhdl. 23. 560. — (57) Über Dunitserpentine am Geispfadpaß im Oberwallis. Basel 1903.

## Leucit.

Chem.: $KAlSi_2O_6$; mit kleinem Gehalt an Na und bisweilen etwas Ca.

Morph.: Dimorph. Regulär oberhalb 560° C, pseudoregulär bei niedrigerer Temperatur. — 202 (211), selten mit untergeordneten ∞O (110) und ∞O∞ (100), öfter und zumal bei kleinen Krystallen mit starker bis zur Kugelform führenden Rundung der Kanten und Ecken. Größere Krystalle haben bisweilen korrodierte Umrisse. — Mehr oder weniger regelmäßige Verwachsungen und Gruppierungen kleiner Krystalle zu einem größeren Individuum kommen vor. Die Flächenstreifung der aufgewachsenen Krystalle ist bei den gesteinbildenden Leuciten nicht sichtbar. — Sehr selten derbe (Missourit).

Der reguläre Habitus ließ den Leucit trotz der schon von Brewster (1), Biot (2) und Des Cloizeaux (3) beobachteten Doppelbrechung bis zum Jahre 1872 für regulär gelten. Man erklärte die Polarisationserscheinungen an diesem Mineral nach Biots Vorgang durch Lamellarpolarisation, oder durch die Wirkung eingelagerter Lamellen, wie Des Cloizeaux. Im Jahre 1872 veröffentlichte Gerh. vom Rath (4) seine Beobachtungen über die Zwillingsstreifung auf den Leucitflächen und die Winkelwerte der Kanten des anscheinenden 202 (211). Aus beiden leitete er quadratisches System für den Leucit ab und formulierte das Gesetz der Zwillingsbildung dahin, daß die Flächen von 2P∞ (201), welchen an dem regulär gedachten Leucit Flächen von ∞O (110) entsprechen würden, als Zwillingsebenen fungieren. Da die am Leucit von Gerh. vom Rath selbst zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Krystallen gefundenen Winkelwerte nicht in Strenge zur Annahme des quadratischen Systems nötigten, andere Forscher, wie J. Hirschwald (5) auf Grund des Krystallhabitus und der Zwillingsbildung, welche nach allen 6 Flächen von ∞O (110), nicht nur nach den 4 Flächen von 2P∞ (201) sich vollzieht, an der regulären Natur des Minerals festhielten, Weisbach (6) nach Messungen von Treptow das rhombische System für den Albaner Leucit annahm, so suchte man eine endgültige Feststellung des Krystallsystems auf dem Wege der physikalischen Untersuchung. Baumhauer (7) glaubte dartun zu können, daß sich aus dem Verhalten des Leucits gegen chemischen Eingriff, also aus den Ätzfiguren, kein Grund gegen die Annahme des quadratischen Systems ergäbe. Auch hier eröffnete E. Mallards (8) Untersuchung orientierter Dünnschliffe einen tieferen Einblick in die Struktur des Leucits. Er erschloß aus dem optischen Verhalten von Würfelschnitten (der Leucit regulär gedacht) die Zugehörigkeit des Leucits zum monoklinen System, obgleich seine Winkelmessungen an Krystallen von Frascati rhombische Symmetrie ergaben. Fouqué und Michel-Lévy (Minéralogie micrographique 1879, p. 284) glauben Mallards Beobachtungen im polarisierten Licht streng genommen nur auf trikline Krystallisation des Leucits beziehen zu können, sind aber nicht geneigt, diesen Verhältnissen eine so hohe Bedeutung zuzugestehen, um das von G. vom Rath erwiesene quadratische Krystallsystem für den Leucit zu verwerfen. C. Klein (9, 10), der sich um die Deutung des Krystallsystems und des optischen Verhaltens des Boracits und des Granats durch sorgfältigste Untersuchung orientierter Dünnschliffe bei verschiedenen Temperaturen in hohem Grade verdient gemacht hatte, hat dann auch durch das mit großem Scharfsinn durchgeführte Studium des Leucits die Überzeugung gewonnen, daß der Leucit unter den seine Entstehung begleitenden physikalischen Bedingungen regulär krystallisiert sei, daß jedoch der molekulare Bau der Leucite bei normaler Temperatur

als ein rhombischer aufzufassen sei. Doch beobachtete auch Klein optische Phänomene, welche nicht unmittelbar mit der Annahme rhombischer Krystallisation vereinbar sind, führte dieselben aber wegen ihrer Unregelmäßigkeit und Unbeständigkeit auf Spannungen zurück. Faßt man die Resultate aller bisherigen Leucitstudien zusammen, so wird man sicher feststellen können, daß aller Leucit regulär krystallisierte, daß jedoch die reguläre Molekularordnung bei den Temperatur- und Druckverhältnissen der Erdoberfläche nicht bestandfähig ist, daß der Leucit daher eine Molekularumlagerung erfahre, zufolge welcher ein mehr oder weniger kompliziertes Zwillingsgebilde entsteht. Bei dem Boracit geht diese Umlagerung vor sich, ohne die äußere Krystallform zu verändern, bei dem Leucit dagegen hat sie nicht nur optische Wirkungen, sondern sie führt auch zu einer mehr oder weniger tiefgreifenden Deformation der Krystallgestalt. Welches jedoch das dem Leucit nach dieser molekularen Umlagerung zukommende Krystallsystem sei, scheint aus dem goniometrischen und optischen Verhalten bisher nicht mit voller Sicherheit ableitbar zu sein. Doch hat Klein die Annahme des quadratischen Systems als unmöglich, das rhombische System für die nicht reguläre Modifikation des Leucits als wahrscheinlich erwiesen. Die Gründe, auf welche sich Klein stützt, sind die Tatsache, daß die Zwillingsbildung des Leucits nicht nur nach den vier, einer quadratischen Pyramide 2P∞ (201) entsprechenden Flächen, sondern auch und zwar mit Vorliebe nach den den Prismenflächen des quadratischen Systems entsprechenden Flächen von ∞O (110) vor sich geht, sowie daß keine Fläche am Leucit zu finden ist, welche optisch die Rolle der Basis eines quadratischen Krystalls spielte.

Eine volle Bestätigung und willkommene Ergänzung finden diese Beobachtungen und ihre Schlüsse durch die scharfsinnigen und erfolgreichen Untersuchungen O. Mügges (11) über die Umlagerungen und Struktur des Leucits.

Koh.: Die sehr unvollkommene Spaltung nach ∞O (110) wird im Schliffe nicht sichtbar. Mehr oder weniger unregelmäßige Zerklüftung ist oft wahrnehmbar; dieselbe nähert sich öfter dem Parallelismus mit Flächen von ∞O (110). — Nach Mügge (11) lassen sich durch Druck schon bei gewöhnlicher Temperatur und ebenso durch Erhitzung auf angeschliffenen und polierten Flächen von O (111), ∞O (110), ∞O∞ (100) und 2O2 (211) Lamellen nach allen Flächen von ∞O (110) und nur nach diesen hervorbringen. Sie entsprechen Schiebungen parallel den Flächen von ∞O (110) im Sinn der langen Diagonalen. — H. = 5.5—6. — Sp. G. = 2.45—2.5.

Opt.: Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz. — Weiß, grauweiß, fast wasserhell. Porzellanartig trübe Krystalle hellen sich bei starkem Glühen in der Bunsenflamme auf. — Brechungsvermögen gering. Unter 560° C schwach doppelbrechend mit positivem Charakter. $\omega = 1.508$, $\varepsilon = 1.509$ nach Des Cloizeaux und Klein für den quadratisch gedachten Leucit. Ausnahmsweise fand G. Tschermak an einem Krystall von Aqua Acetosa in der Campagna den Charakter negativ. Die polysynthetische Zwillingsstreifung tritt bei sehr dünnen Präparaten und in den sehr kleinen Krystallen oft erst bei Anwendung eines Gipsblättchens mit Rot 1. Ordnung hervor und ist in den letzteren oft überhaupt nicht wahrnehmbar. Über 560° C einfach brechend und ohne Zwillingslamellen, wie zuerst C. Klein (13), später auch S. Penfield (14), Mügge u. a. beobachteten. Daß bei hoher Temperatur auch die einspringenden Winkel der Zwillingsstreifung auf den natürlichen Flächen von 2O2 (211) verschwinden, fand H. Rosenbusch (15).

Den polysynthetischen Zwillingsbau des Leucits hat C. Klein, dem wir bei der Darstellung desselben folgen, meisterlich entwickelt. Es sind zwei Haupttypen zu unterscheiden, indem 1. ein Grundkrystall vorhanden ist mit zwillingsartig eingeschalteten Lamellen nach allen Flächen von $\infty O$ (110); dann verhält sich die eine Fläche von $\infty O \infty$ (100) wie eine Basis, auf welcher eine positive spitze Bisektrix eines sehr kleinen Axenwinkels austritt, die andern Flächen verhalten sich wie die Pinakoide (100) und (010) und die Normale auf (100) ist stumpfe negative Bisektrix; 2. alle drei Flächenpaare von $\infty O \infty$ (100) verhalten sich wie die Basis im ersten Falle; man hat eine Durchkreuzung von drei Individuen, bei denen je die erste Mittellinie mit einer der Hauptaxen des regulären Leucites zusammenfällt. Zwischen beiden Ausbildungsweisen gibt es vermittelnde Zwischenglieder. Die erste Ausbildungsform herrscht bei Frascati und bei den aufgewachsenen Krystallen des Vesuvs; die zweite, welche Fig. 10 mit gestrichelter Andeutung des vorderen Individuum darstellt, herrscht bei den Vesuvleuciten von 1847 und 1855, und denen der Lava von Bosco Reale und Rocca Monfina. Die Zwischenformen sind allenthalben verbreitet.

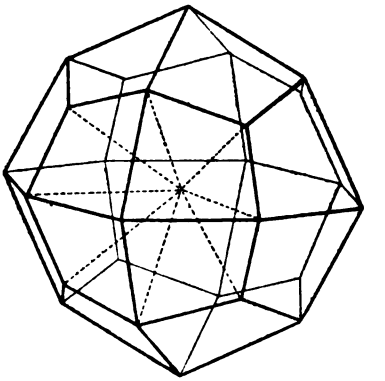


Fig. 10.

Von den drei Schliffen, welche man parallel den Flächen von $\infty O \infty$ (100) geführt hat, verhalten sich bei einem Krystall der ersten Ausbildungsform zwei gleich, der dritte ungleich, dieser letztere geht senkrecht zur spitzen positiven Bisektrix, also parallel $oP$ (001) und zeigt geringe Stärke der Doppelbrechung. Er hat durch die vier oberen Flächen von $2O2$ (211) gelegt, die Form und die Anordnung der Zwillingslamellen, wie

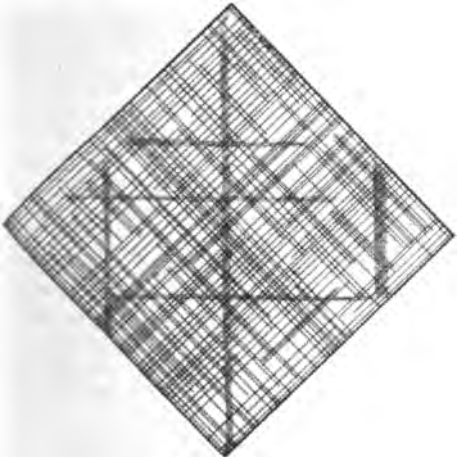


Fig. 11.

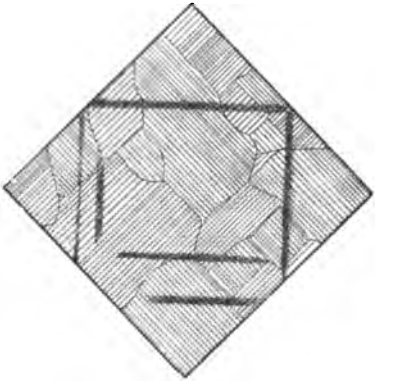


Fig. 12.

sie Fig. 11 und 12 zeigen. Scharfe und rechtwinklig einsetzende Systeme von Zwillingslamellen gehen parallel den Umrissen (Würfeldiagonale) und gehören zu den, quadratischen Prismenflächen entsprechenden, Flächen 110, $1\bar{1}0$, $\bar{1}10$ und $\bar{1}\bar{1}0$ von $\infty O$. Breitere und verwaschene Lamellen, schief gegen die Schlifffläche einfallend, sind die parallel 101, 011, $\bar{1}01$ und $0\bar{1}1$ von $\infty O$ gelagerten und sie folgen den Diagonalen des Umrisses, d. h. den Würfelseiten. Die Lamellen durchkreuzen sich (Fig. 11) oder setzen in gedrängten Zügen scharf aneinander ab (Fig. 12). Das Maximum der Dunkelheit tritt

im allgemeinen ein, wenn die Diagonalen des Umrisses (Würfelseiten), das Maximum der Helligkeit, wenn die Umrißseiten (Würfeldiagonalen) mit den Nicolhauptschnitten koinzidieren. Die Verschiebung der Schnittfläche nach dem Zentrum ändert die Umgrenzungslinien, aber nicht den wesentlichen inneren Bau. — Die Schliffe nach den vertikalen Flächen von $\infty O\infty$ zeigen weniger durchgreifende Lamellierung (Fig. 13) und stärkere Doppelbrechung; die senkrecht den Schliff durchsetzenden, scharf begrenzten Lamellen entsprechen den Flächen 011, $0\bar{1}1$, beziehungsweise 101, $\bar{1}01$ und ihren Gegenflächen; die verschwommenen liegen parallel 110, $1\bar{1}0$ und $10\bar{1}$, 101, beziehungsweise 011, $01\bar{1}$. Die Auslöschungen für Hauptindividuum und Lamellen liegen

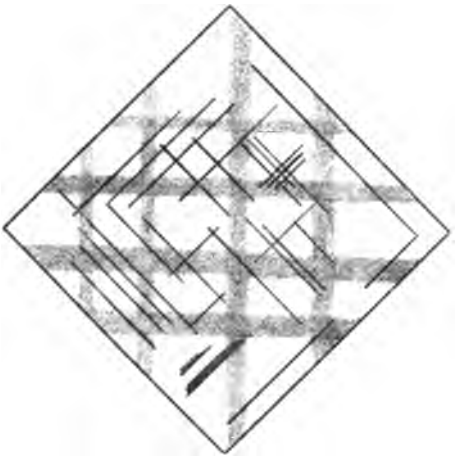


Fig. 13.

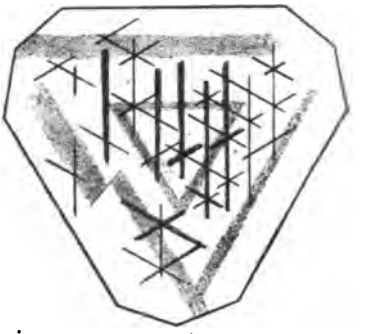


Fig. 14.

parallel den Diagonalen der Durchschnitte (Würfelseiten). Schliffe nach dem Oktaeder (111) zeigen nahe der Oberfläche des Krystalls die Form und Lamellenverteilung in Fig. 14; die rechtwinkelig einsetzenden und scharf begrenzten Lamellen entsprechen

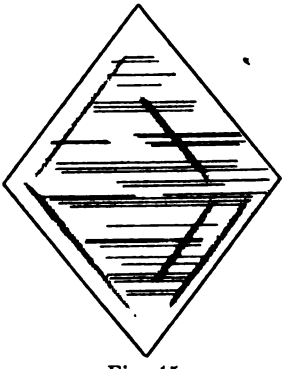


Fig. 15.

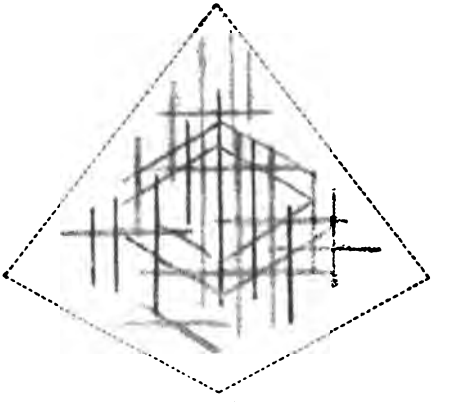


Fig. 16.

den zu der Fläche 111 senkrechten drei Flächen von $\infty O$ (110), die schief einsetzenden, verschwommenen gehören zu den drei, der Oktaederfläche anliegenden, Flächen des Rhombendodekaeders. Das Hineinrücken des Schliffs nach dem Krystallzentrum ändert die Form der Umgrenzung, aber nicht den inneren Lamellenbau. Die Auslöschung der Hauptmasse geht parallel und senkrecht zu derjenigen Seite des Dreiecks, welche senkrecht zur vertikalen Axe liegt; die übrigen Teile der Hauptmasse zeigen gewöhnlich gestörte Auslöschungen.

Schliffe nach dem Rhombendodekaeder nahe der Oberfläche des Krystalls ergeben Rhomben, bei denen die Auslöschung in den Diagonalen liegt. Die Schliffe zeigen verwaschene Zwillingslamellen (Fig. 15) parallel der Umgrenzung und scharfe, senkrecht einsetzende parallel der kurzen Diagonale. Die letzteren entsprechen dem auf der Schlifffläche senkrechten Flächenpaar von $\infty O$, die ersteren den vier andern Flächenpaaren derselben Form. Die Schnitte nach den vertikalen Flächen von $\infty O$ unterscheiden sich von denjenigen parallel den vier geneigten Flächenpaaren dieser Form dadurch, daß bei ersteren die kurze Diagonale Axe der kleinsten, bei den letzteren Axe der größten Elastizität ist. Verschiebung der Schnittfläche nach dem Zentrum des Krystalls hin ändert nur die äußere Form.

Von den Schnitten nach den drei Flächen eines Oktanten des Ikositetraeders löscht der eine parallel und senkrecht zu der symmetrischen Diagonale aus; es ist bei quadratischer Auffassung die Fläche P (111), die beiden anderen (parallel den Flächen von 4P2 (421) der quadratischen Auffassung) löschen aus leicht verständlichen Gründen schief zu dieser Diagonale aus. Es sind fünf Systeme von Zwillingslamellen vorhanden, eines parallel der symmetrischen Diagonale und senkrecht einfallend, eines in gleicher Lage, aber schief einfallend und verschwommen, eines normal zu den vorhergehenden

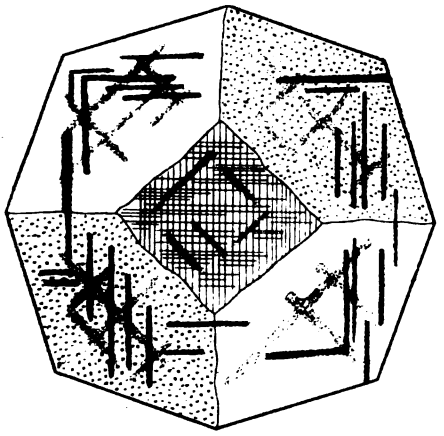


Fig. 17.

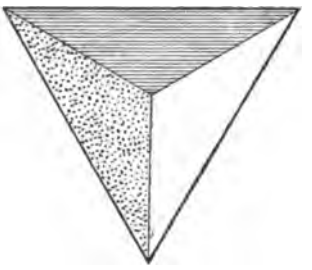


Fig. 18.

und gleichfalls verschwommen und endlich zwei gleichfalls verschwommene Systeme, welche symmetrisch zum ersten System liegen und sich etwa unter 120° schneiden (Fig. 16). Die Ableitung auch dieser Lamellen von den sechs Flächenpaaren von $\infty O$ hat keine Schwierigkeit.

Bei einem Krystall der zweiten Art (Durchkreuzungsdrilling) gibt jeder Schnitt nach einer Fläche von $\infty O \infty$, solange er nur durch die vier in einem oktaedrischen Ecke zusammenstoßenden Flächen des Krystalls (Fig. 10) geht, die Struktur und das Verhalten des in Fig. 11 und 12 dargestellten Schnitts. Verlegt man den Schnitt dagegen parallel mit sich selbst, bis er durch die Pyramide 4P2 in quadratischer Auffassung geht, so erhält man den theoretisch aus der Fig. 10 sich ergebenden Durchschnitt, wie ihn Fig. 17 zeigt. Derselbe besteht aus fünf Teilen. einem zentralen, welcher dem oP-Schliff in Fig. 11 entspricht und welcher also senkrecht zur spitzen Bisektrix liegt, und vier peripherischen Teilen, welche zu der Bisektrix parallel sind, also die Eigenschaften des Schnitts Fig. 13 haben und von denen je zwei gegenüberliegende sich immer gleich verhalten. Es ist der für Kleins Deutung konkludenteste Schnitt. Verlegt man denselben parallel mit sich selbst bis ins Zentrum des Krystalls, so verschwindet der zentrale Teil der Fig. 17 und es bleiben nur die peripherischen Felder zurück. — Bei manchen Krystallen zerfallen die vier peripherischen Felder noch einmal in je zwei Teile, die sich nach der symmetrischen Diagonale gegeneinander abtrennen und gegen diese um 2—3° schief auslöschen.

Schliffe nach dem Oktaeder (111) ergeben, wie sich aus Fig. 10 unschwer ableitet, ein gleichseitiges Dreieck, mit der Felderteilung, wie in Fig. 18. In jedem Felde liegt die Auslöschung parallel und senkrecht zur Basis. — Ganz in derselben Weise leitet sich das Verhalten von Schnitten parallel $\infty O$ und 202 in verschiedenen Niveaus aus der Betrachtung der Fig. 10 ab und die Erfahrung bestätigt die Schlüsse aus der Kleinschen Auffassung. Es ist hervorzuheben, daß die Grenzen der einzelnen Hauptindividuen oft geradezu in kluftartige Sprünge und Trennungsebenen übergehen.

Reakt.: Unschmelzbar v. d. L. Schm.-P. 1300—1325° nach Doelter. Mit Kobaltsolution befeuchtet und geglüht wird der L. schön blau. Salzsäure greift ihn im Schliff nur wenig an, zersetzt aber das Pulver vollkommen unter Abscheidung pulverigen $SiO_2$.

Diagn.: Das niedrige Brechungsvermögen, die Krystallform und der Zwillingsbau, die niedrige Doppelbrechung unterscheiden den Leucit von allen andern Mineralien außer Analcim. Bei isotropem Verhalten könnte er verwechselt werden mit Mineralien der Sodalithgruppe. In beiden Fällen wird er durch seine größere Widerstandsfähigkeit gegen Salzsäure und die Mikroreaktionen auf $K_2O$ erkannt, am besten an isoliertem Material, welches durch Trennung aus dem Gesteinspulver in Scheideflüssigkeiten erhalten wird.

Vork.: Der Leucit ist ein wesentlicher Gemengteil der Alkaligesteinsreihen, sowohl der foyaitischen, wie der theralitischen Magmen. In den Tiefengesteinen Eläolithsyenit, Leucitsyenit und Borolanit erscheint er gewöhnlich als Pseudoleucit, im Missourit unverändert, aber ohne deutliche Krystallform. In den tinguaitischen und monchiquitischen Ganggesteinen, sowie in den Ergußgesteinen Leucitophyr, Leucittephrit, Leucitbasanit, Leucitit, Leucitbasalt, Orendit, Wyowingit und Euktolith ist er idiomorph. — Über das Auftreten des Leucits in Meteorsteinen machte C. Klein (36) interessante Mitteilungen.

Die Mikrostrukturverhältnisse des Leucits wurden wohl zuerst von Wedding (16) an den Vesuvlaven beobachtet. G. vom Rath (17), welcher die Vorkommnisse des Albaner und Ciminischen Gebirges, sowie des Niederrheins studierte, gibt bereits in den wesentlichen Zügen diese Mikrostruktur an und Zirkel (18) hat sie in den verschiedenen Ergußgesteinen genau beschrieben und ihre weite Verbreitung dargetan. Außerdem verdankt man viele interessante Einzelheiten den Mitteilungen von Fuchs (19), Inostranzeff (20), Kreutz (21), v. Lasaulx (22) und Hussak (23).

Fig. 19.

Der Leucit umschließt gern, wo er in größeren Krystallen auftritt, die mit ihm vergesellschafteten älteren Ausscheidungen in einzelnen, zumeist regellos gelagerten Individuen; es sind das Magnetit, Picotit, Apatit, Olivin, Augit, Hauyn, Nephelin und Melanit. Weit häufiger trifft man jedoch mikrolithische prismatische Interpositionen, welche z. T. grün sind und mit Sicherheit auf Augit gedeutet werden können, z. T. farblos und nicht sicher bestimmbar. Dieselben liegen entweder zentral gehäuft oder sie ordnen sich in konzentrischen Zonen (Fig. 19) und liegen dann mit ihrer Längaxe parallel den Begrenzungselementen des Wirtes. Diesen gesellen sich gern meist farblose, seltener farbige Glaseinschlüsse und gasförmige Interpositionen, seltener solche von Flüssigkeiten (Capo di Bove, Monte Vulture, Olbrück) zu und auch sie liegen zumeist auf konzentrischen Schalen. Die Glaseinschlüsse haben wohl (Vesuv) die Formen ihrer Wirte; sie beherbergen gelegentlich mikrolithische Entglasungsprodukte und gehen in vollkommene Schlackeneinschlüsse (Capo die Bove) über. Bald sind alle Einschlüsse

eines Krystalls derselben Art, bald liegen die verschiedensten Arten regellos durcheinander, bald ordnen sich dieselben so, daß Zonen der verschiedenen Arten miteinander abwechseln. Schwer verständlich ist das Auftreten von Flüssigkeitseinschlüssen mit beweglicher Libelle in Glasinterpositionen, welches Zirkel vom Capo di Bove, aus einer Vesuvlava und vom Burgberg bei Rieden angibt. — Sehr selten ist eine radiale Anordnung der Interpositionen oder ein Wechsel radialer und zonarer Ordnung in demselben Krystall. (Bd. I. 2 Taf. I Fig. 4 und 5.) Besonders hervorzuheben ist es, daß die Interpositionen durchaus unbekümmert um die optischen Grenzen in den lamellierten Leucitdurchschnitten eingebettet sind; es spricht das durchaus für die spätere Ausbildung dieser Grenzen im fertigen Krystall. — Sehr kleine Leucitkrystalle pflegen von Interpositionen frei zu sein.

Ebenso wie der Leucit so gern Pyroxenmikrolithe umhüllt, ordnet er dieselben oft auch in zierlichen Kränzen um sich, Bd. I. 2 Taf. I Fig. 6; d. h. die Leucitkrystalle sind alsdann mit einem Schleier von Pyroxenmikrolithen vollständig umgeben, die in manchen Fällen als Ägirin bestimmt werden konnten.

Umwandlung. In den Erguß- und Ganggesteinen wandelt sich der Leucit ohne jede Veränderung seiner Gestalt sehr häufig in Analcim um. J. Lemberg (24) hat den Vorgang künstlich nachgeahmt. Als Nebenprodukt entstehen dabei bisweilen radial- oder verworrenfasrige, doppelbrechende Aggregate nicht bestimmbarer Natur. — In den Tiefen- und Ganggesteinen sind die großen Krystalle, welche bei den Tiefengesteinen sicher authigen, bei den Ganggesteinen möglicherweise Fremdlinge sind, wohl ausnahmslos sog. Pseudoleucit, d. h. ein Gemenge von vorherrschendem Orthoklas mit Nephelin, denen die alten Interpositionen des Paläoleucits beigemengt sind. Eine dünne äußere Schale besteht aus reinen Orthoklasstengeln, die senkrecht auf den Flächen des Paläoleucits stehen, während das Zentrum aus einem grobkörnigen Gemenge von Orthoklas und Nephelin gebildet wird. Fr. Graeff (25), J. Francis Williams (26) und E. Hussak (27) lieferten genaue Beschreibungen dieser Pseudoleucite. Eher hierher, als zu den Analcim-Pseudomorphosen nach Leucit müssen wir die schon von R. Blum besprochenen, dann von E. Geinitz (28) und besonders von A. Sauer (29) beschriebenen Pseudomorphosen aus den Tinguaitporphyren von Böhmisch-Wiesenthal stellen, welche wesentlich aus einem Gemenge von Orthoklas und hellem Glimmer bestehen. — Zu den Umwandlungen des Leucits vgl. auch A. G. Högbom (35) gelegentlich der Beschreibung einer poikilitischen Verwachsung dieses Minerals mit Glimmer im Peperin von Frascati.

Künstliche Darstellung. Hautefeuille (30) erhielt Leucit durch anhaltende Schmelzung von Kieselsäure mit einem Überschuß von Tonerde bei Rotglut in Kaliumvanadinat. Nach derselben Methode konnte er auch einen Eisenleucit, $KFeSi_2O_6$, in durchsichtigen gelblich grünen Krystallen darstellen, welche goniometrisch und optisch (nur ihre Doppelbrechung ist bedeutend stärker) sich durchaus wie der Tonerdeleucit verhielten. — St. Meunier (31) erhielt Leucit in kleinen Kryställchen, als er Chlorsilicium bei Rotglut auf ein Gemenge von Kali und Tonerde einwirken ließ. — Wichtiger ist die Darstellung des Leucits durch F. Fouqué und A. Michel-Lévy (32), weil sie die natürlichen Bildungsverhältnisse möglichst getreu nachahmte. Sie bekamen dieses Mineral mit den Formen und den optischen Eigenschaften der gesteinsbildenden Leucite, als sie ein Gemenge der Bestandteile des Leucits mit denen des Augits im Platintiegel schmolzen und längere Zeit in zähflüssigem oder vielmehr viskosem Zustande hielten.

Ch. und G. Friedel (33) erhielten durch Einwirkung von Kali und Kieselsäure auf Muscovit von Moss in wässeriger Lösung bei etwa 500° in einem mit Platin ausgekleideten Eisenrohr meßbare Individuen und Sphärokrystalle, welche die chemische Zusammensetzung des reinen Kalileucits besaßen, dem quadratischen System angehörten, und das sp. G. = 2.5 hatten. Die Formen waren, bezogen auf das dem Winkel 101 : 100 = 43° 25′ (ungefähr) entsprechende Axenverhältnis 1 : 0.946, (100) (110) (101) (001) (112) und (211). Stets war die biquadratische Pyramide 2P2 (211) als Tritopyramide ausgebildet. Regulär gedacht wäre das die Kombination $\infty O$ . $\infty O\infty$ . 2 O 2, wobei von den in jedem Oktanten am basischen Hauptschnitt liegenden zwei Flächen des Ikositetraeders je die rechte oder linke fehlen würde. Ebenso fehlte den Krystallen vielfach

die Pyramide (112), d. h. regulär die an den Polen der c-Axe direkt zusammenstoßenden Flächen des Ikositetraeders. Zwillinge nach der Pyramide (101) oder vielmehr mit zueinander senkrechten Hauptaxen waren häufig. Die Krystalle waren einaxig mit negativem Charakter und sehr schwacher Doppelbrechung. Auch durch direktes Erhitzen eines Gemenges von frisch gefällter Kieselsäure und Tonerde mit Kali in den stöchiometrischen Verhältnissen des Leucits in wässriger Lösung bei ganz dunkler Rotglut erhielten die Genannten dieselben quadratischen Krystalle, bei einem Versuche indessen Ikositetraeder. Die nach der letzten Methode gewonnenen Krystallisationen wurden zur Analyse verwandt. — A. Duboin (34) stellte Leucit in wasserhellen Krystallen mit Flächen bis zu 2 mm Durchmesser dar, indem er $SiO_2$ oder Kieselfluorkalium auf $Al_2O_3$ in einem Überschuß von geschmolzenen Fluorkalium einwirken ließ.

Literatur. (1) Edingburgh phil. Journ. **5**. 1821. 218. — (2) Mémoire sur la polarisation lamellaire. 1841. 669. — (3) Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux naturels ou artificiels et sur les variations que ces propriétés éprouvent sous l'influence de la chaleur. Paris 1867. 513. — (4) M. B. A. 1872. 1. August; Pogg. Ann. 1872. Ergänzungsband VI. 198 und Sitzungsber. niederrh. Ges. Bonn 4. Juni 1883. — (5) T. M. M. **4**. 1875. 227; T. M. P. M. **2**. 1878. 85. — (6) N. J. 1880. I. 143. — (7) Z. X. **1**. 1877. 257. — (8) Explication des phénomènes optiques anomaux que présentant un grand nombre de substances cristallisées. Ann. Min. **10**. 1876. Paris. — (9) Göttinger gelehrte Nachrichten Nr. **11**. 1884. 421; N. J. B. B. **3**. 1885. 522. — Ferner N. J. 1885. II. 234. — (10) S. B. A. **16**. 1897. 290; N. J. B. B. **11**. 1898 475. — (11) N. J. B. B. **14**. 1901. 279. — (12) T. M. M. 1876. 66. — (13) N. J. 1884. II. 50. — (14) N. J. 1884. II. 224. — (15) N. J. 1885. II. 59. — (16) Z. D. G. G. **10**. 1858. 381. — (17) Z. D. G. G. **16**. 1864. 105; **18**. 1866. 528 und 580. — (18) Pogg. Ann. **131**. 1867. 326 und **136**. 1869. 545; N. J. 1870. 809 und 820. — (19) N. J. 1869. 42. 169. — (20) T. M. M. **2**. 1872. 105. — (21) S. W. A. **59**. 1869. Februar; T. M. P. M. **6**. 1884. 135. — (22) N. J. 1872. 409. — (23) S. W. A. **77**. 1878. April. — (24) Z. D. G. G. **28**. 1876. 539. — (25) N. J. 1887. II. 258. — (26) The igneous rocks of Arkansas. Little Rock. 1890. 17. 207. 274. — (27) N. J. 1890. I. 166 und N. J. 1892. II. 158. — (28) N. J. 1876. 490. — (29) Erläuter. zu Sekt. Wiesental d. geol. Spezialkarte d. Königr. Sachsen. Leipzig 1884. 57 und Z. D. G. G. **37**. 1885. 453. — (30) C. R. **90**. 1880. 313. 378. — (31) C. R. **90**. 1880. 100. — (32) C. R. **77**. 1878. 961; **90**. 1880. 698 und Bull. Soc. min. Fr. **3**. 1880. 118. — (33) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 129 und 182. — (34) Bull. Soc. min. Fr. **15**. 1892. 191. — (35) Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. Nr. 6 vol. III. 1897. 451. — (36) S. B. A. **7**. 1903. 169 und **4**. 1904. 137.

## Sodalithgruppe.

Chem.: Unter dieser Bezeichnung werden zusammengefaßt die isomorphen Mineralien:

Sodalith $= (SiO_4)_3 Al_2 . AlCl . Na_4$
Nosean $= (SiO_4)_3 Al_2 . AlSO_4 Na . Na_4$
Hauyn $= (SiO_4)_3 Al_2 . AlSO_4 Na . CaNa_2$
Lasurstein $= (SiO_4)_3 Al_2 . AlSNa . Na_4$

und ihre Mischungen. Obige von Brögger und Bäckström (10) aufgestellten, von Clarke (1) adoptierten Formeln stehen nicht unbedingt fest. Die Analysen erfahren von andern Forschern abweichende Deutung.

Morph.: Vorherrschend $\infty O$ (110), oft prismatisch nach einer trigonalen Axe; seltener O (111) und Kombinationen dieser Formen miteinander; an aufgewachsenen Krystallen auch wohl mit $\infty O \infty$ (100),

202 (211). Zwillinge nach dem Spinellgesetz. — Rundliche Körner. — Derbe Massen häufig bei Sodalith und Lasurstein. — P. Franco (2) beschreibt zwillingsartige Verwachsungen von Zwillingen des Spinellgesetzes nach ∞O (110), die dann in ihrer Mitte einen hohlen Raum lassen, aus Trachyt von Monte Santo und erinnert daran, daß man im Sodalith hohle Kanäle parallel der trigonalen Axe kennt.

Koh.: Deutliche Spaltbarkeit nach ∞O (110); nur in den sehr kleinen Individuen und in unfrischen treten die Spaltrisse nicht immer hervor. Bruch uneben bis muschlig. — H. = 5.5. — Sp. G. = 2.28—2.34 bei Sodalith, 2.27—2.50 bei Nosean und Hauyn, 2.38—2.45 bei Lasurstein.

Opt.: Glasglanz, bei derben Massen etwas fettig. Farbe sehr wechselnd, wasserhell, grau, gelblich, rosa, rot, grün, blau, schwarz im auffallenden und ebenso in lichteren Nuancen im durchfallenden Lichte. Farbe oft in unregelmäßigen Flecken, Flammen und Streifen, selten in konzentrischen Zonen wechselnd; besonders intensiv an Spalten und Sprüngen, woraus H. Vogelsang (3) auf sekundäre Natur der Färbung schloß. Bei manchen Vorkommnissen bleichen die Farben am Sonnenlicht, ändern sich oder werden intensiver bei mäßiger Erwärmung und nehmen bei Abkühlung die ursprüngliche Nüance wieder an, wie N. V. Ussing (4) an grönländischen Sodalithen beobachtete. Starkes Glühen zerstört die Farben oft vollständig. Durch Glühen in Schwefeldampf werden farbloser Nosean und Hauyn blau. Die Farben rühren teils von dilut verteiltem Pigment (gelblich, rosa, blau), teils von krystallinen Interpositionen (grün durch Ägirin und Biotit, rot durch Hämatit, braun und schwarz durch Ilmenit) her. Brechungsvermögen niedrig.

$n_{na}$ = 1.4827 am blauen Sodalith von Tiahuanaco. Bolivien. K. Feußner (5).
1.4827 am farblosen Sodalith vom Vesuv. Derselbe (5).
1.4858 am „ „ „ „ F. Tschichatscheff.
1.4832 an „ „ von Albano. Zambonini (30).
1.4868 am Hackmanit des Lujaur Urt. Halbinsel Kola. Leonh. H. Borgström (28).
1.483 am farblosen Sodalith von Monte Santo. P. Franco (2).
1.4834 am blauen Sodalith von Ditró. K. Zimanyi (6).
1.4950 am Nosean vom Laacher See. Derselbe.
1.5027 am Hauyn von Latium. Derselbe.
1.4961 am blauen Hauyn von Niedermendig. F. Tschichatscheff.
1.4975 am Hauyn von Albano. Zambonini (30).
1.5014 an blaßmeergrünem Hauyn von Albano. Derselbe.
1.5038 an blaßgrünem Hauyn von Albano. Derselbe.

Bezüglich der Dispersion fand K. Feußner (5) $n_{li}$ = 1.4796, $n_{na}$ = 1.4827, $n_{tl}$ = 1.4855, $n_v$ = 1.496.

Anomale Doppelbrechung ist selten. Sie findet sich besonders in der unmittelbaren Umgebung von Einschlüssen, zumal von Gaseinschlüssen oder an Klüften und Spalten. Um die Gaseinschlüsse erscheint dann im parallelen polarisierten Lichte bei gekreuzten Nicols das sog.

Brewstersche Kreuz mit 4 hellen Quadranten. Die Einschaltung eines Gipsblättchens läßt erkennen, daß radial zum Einschluß die Elastizität größer ist, als tangential zu demselben. Seltener zeigt sich eine sehr schwache Doppelbrechung durch die ganze Ausdehnung des Minerals und nur sehr selten steigert sich diese zu einer erkennbaren Felderteilung, wie im Rhombendodekaedertypus des Granats. Aufgewachsene Krystalle vom Vesuv, eingewachsene vom Laacher See und Niedermendig zeigen solche optische Anomalien.

Reakt.: Alle Glieder der Sodalithgruppe schmelzen v. d. L. unter Bleichung oder Entfärbung. Schm.-P. für Sodalith von Ditró 1310° (Brun), Hauyn 1210°—1225° (Doelter), 1450° (Brun), Nosean 1140° (Doelter). Sie werden alle von Salzsäure oder Salpetersäure teils unter Ausscheidung gallertartiger Kieselsäure (Nosean, Hauyn, Lasurstein) zersetzt, teils klar gelöst (Sodalith). Aus der Lösung scheidet sich beim Stehen Kieselgallerte ab. Auch im Dünnschliff gelatinieren sie leicht, Sodalith schon mit Essigsäure. Beim Eintrocknen der am besten vom Dünnschliff vermittels Kapillarpipetten abgehobenen Lösung des Sodalithes in Salpetersäure scheiden sich reichlich Würfel von NaCl, beim Eintrocknen der salzsauren Lösung von Hauyn reichlich, bei der von Nosean spärlich Kryställchen von Gips ab (7). — Beim Betupfen eines sodalithhaltigen Dünnschliffs mit einem Tropfen schwach sauren Bleiacetats oder Bleinitrats bilden sich alsbald auf dem Sodalith die stark doppelbrechenden flachen Nadeln von Bleichlorid (8), wie Fr. Graeff angibt. — Bedeckt man einen sodalith- oder noseanhaltenden Dünnschliff mit einem Tropfen verdünnter Essigsäure, dem etwas $BaCl_2$-Lösung zugesetzt wurde und läßt, um volle Verdunstung zu verhindern den Schliff und ein Uhrglas mit der Reagensflüssigkeit unter einer Glasglocke stehen, so bleibt der Sodalith klar und zeigt Ätzfiguren, der Nosean überzieht sich mit einer Haut von $BaSO_4$-Kryställchen und wird undurchsichtig nach Osann (9). — Lasurstein entwickelt bei Behandlung mit Salzsäure Schwefelwasserstoff. — Beim Eintauchen in zwölfprozentige Salzsäure erhielten W. C. Brögger und H. Bäckström (10) auf vesuvischen Sodalithkrystallen auf sämtlichen Flächen von ∞O (110) dreiseitige Ätzfiguren, die nur nach der auf der geätzten Fläche senkrechten Fläche von ∞O (110) symmetrisch waren. Danach wäre der Sodalith geneigtflächig hemiedrisch.

Diagn.: Das geringe Brechungsvermögen unterscheidet alle Mineralien der Sodalithgruppe von anderen isotropen Körpern außer Gesteinsgläsern, Fluorit, Leucit und Analcim. Form und Spaltbarkeit bestimmen sie gegen die Gläser. Spaltung, Mangel der Zwillingsstruktur, leichte Gelatination und die chemischen Reaktionen gegen Leucit, Fluorit und gegen Analcim. — Zur Unterscheidung der einzelnen Glieder dienen die chemischen Reaktionen.

Vork. Der Sodalith ist ein häufiger Übergemengteil in den Eläolithsyeniten und Alkalisyeniten, aus denen ihn L. van Werveke (11) von Südportugal, V. Goldschmidt (12) von Pouzac, Fr. Graeff (8) von Rio de Janeiro, W. C. Brögger (13) von Süd-

norwegen, A. Koch (14) von Ditró, J. Francis Williams (15) von Arkansas, W. Ramsay und V. Hackman (16) von der Halbinsel Kola, N. V. Ussing (4) von Grönland u. a. beschrieben haben. Daß er in diesen Gesteinen ein alter und idiomorpher Gemengteil sei, wurde zuerst von H. R. (dieses Buch Bd. II 1. Aufl. 1877. 205) festgestellt. Sein Idiomorphismus steht in einer gewissen Beziehung zu seiner Menge und nimmt anscheinend mit dieser ab. Seine Bildung ist oft vor Beginn der Feldspatbildung abgeschlossen und geht auch der der alkalischen Pyroxene und Amphibole voraus; in anderen Fällen beweist sein Auftreten in den Zwickeln zwischen den Feldspaten, daß er z. T. jünger ist, als diese. — Er bildet zusammen mit Pyroxenen die Tawite[1]) der Halbinsel Kola (16 und 28) und fast für sich allein den von Steenstrup aufgefundenen Sodalithfels von Kumerngit in Grönland. Auch den Theralithen (17) fehlt er nicht. In einzelnen Eläolithsyeniten und ihren Pegmatiten (Ditró, Südnorwegen) bildet er auch unregelmäßige oder plattenförmige derbe Massen und Trümer, die vielleicht nicht primär sind. Für manche derbe, nicht spaltbare, öfters konzentrisch struierte und chalcedonähnliche Sodalithe der Gänge des Langesund wies Brögger (13) die sekundäre Entstehung aus Eläolith überzeugend nach. — In allen diesen Tiefengesteinen umschließt der primäre Sodalith oft sehr reichlich und dann gern in zentraler Häufung die mit ihm vergesellschafteten Erze, den Apatit, Mikrolithe der Pyroxen-, Amphibol- und Glimmermineralien, zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse und solche von Gasen. Aus der häufigen Anordnung dieser ungefähr parallel den Spaltflächen möchte Ussing auf sekundäre Natur schließen, ohne indes allgemein die primäre Entstehung zu leugnen. — Ausschließlich in idiomorpher Ausbildung erscheint der Sodalith in den tinguaitischen Ganggesteinen, sowie in den trachytischen und phonolitischen Ergußgesteinen. Hier wies besonders Gerh. vom Rath (18) seine weite Verbreitung in den Trachyten der Insel Ischia und der phlegräischen Felder nach. In den eigentlichen Phonolithen ist er wenig verbreitet. Man kennt ihn in solchen des nördlichen Afrika und des Cantal. In allen porphyrischen Gang- und Ergußgesteinen gehört er der intratellurischen Generation an und ist älter als der Feldspat. Interpositionen sind spärlich und bestehen aus Augitmikrolithen, Flüssigkeiten und Glaseinschlüssen.

Hauyn und Nosean in idealer Reinheit sind unbekannte Endglieder einer Reihe von isomorphen Mischungen. In angenäherter Reinheit beschrieb und analysierte C. Doelter (20) den Nosean vom Vulkan Sideirão auf den Inseln des Grünen Vorgebirges. Auch das Sodalithmolekül tritt darin in weiter Verbreitung und wechselnder Menge auf. Hauyn und Nosean sind spärlich in den Tiefengesteinen der foyaitischen und theralithischen Magmen nachgewiesen, so von A. Osann (9) im Eläolithsyenit von Montreal in Canada und von J. G. Wolff (17) im Theralith der Crazy Mountains. Sie haben ihre Heimat in den Ergußformen der foyaitischen und theralithischen Magmen, in Phonolithen, Leucitophyren, Trachydoleriten, Tephriten und Basaniten, Leucit- und Nephelingesteinen und Limburgiten. Sie gehören der intratellurischen Periode dieser Gesteine an und sind älter als der Leucit und der Feldspat; daher finden sie sich auch in den holokrystallinen Auswürflingen der Vulkane (21). Dadurch, daß sie die Leucite und Nepheline der genannten Gesteine verdrängen (Oberbergen am Kaiserstuhl, Neudorf im Erzgebirge, Melfi (22) in der Basilikata) entstehen die sog. Hauynophyre. Ihre Mikrostruktur ist eine überaus wechselnde; als ziemlich allen Vorkommnissen gemeinsam kann man den Interpositionenreichtum anführen. Unter den Einschlüssen treten die mit ihnen assoziierten älteren Gemengteile, von Eisenerzen abgesehen, nur recht selten auf. Besonders pflegen die in den nahe verwandten Begleitmineralien Leucit und Nephelin so häufigen Augiteinschlüsse vollständig in den Hintergrund zu treten oder

[1]) Das Sodalithmineral der Tawite des Lujaur Urt auf Kola entwickelt mit Säuren Schwefelwasserstoff und enthält nach Leonh. H. Borgströms (28) Analyse $SiO_2$ 36.99, $Al_2O_3$ 31.77, $Fe_2O_3$ 0.17, CaO 0.05, $Na_2O$ 25.84, $K_2O$ 0.16, Cl 6.44, S 0.39, $S^a$ 101.81, nach Abzug des für Cl und S äquivalenten O = 100.17. Schwefelsäure ist nicht vorhanden. Im frischen Bruch rötlichviolett, am Licht rasch ausbleichend. Wegen der Beimischung des Ultramarinmoleküls nennt Borgström diesen Sodalith Hackmanit.

ganz zu fehlen. Gas- und Glasinterpositionen herrschen, Flüssigkeitseinschlüsse in größerer Anzahl und oft sehr bizarren Formen sind mehr auf einzelne Lokalitäten (Niedermendig) beschränkt. Dazu gesellen sich mikrolithische Einschlüsse. Alle diese fremden Beimengungen, zumal die erstgenannten, sind zumeist gleichzeitig vorhanden und bald in regelloser Weise durch die Mineralsubstanz verbreitet, bald aber, besonders wenn ihre Quantität eine ansehnliche ist, regelmäßig geordnet. Sie häufen sich dann bald zentral, bald peripherisch, bald sind sie in konzentrischen Schalen angereichert und zwar so, daß öfters einschlußarme und einschlußreiche, als einschlußfreie und einschlußreiche Zonen wechseln. Dabei sind innerhalb der einschlußreichen Partien die Interpositionen sehr oft wieder linear geordnet. Die Durchschnitte nach ∞O∞ (100) und ∞O (110) lassen dann zwei sich rechtwinklig kreuzende Strichsysteme wahrnehmen, während in den Schnitten parallel O (111) drei sich unter 60° schneidende Strichsysteme auftreten, welche senkrecht zu den Seiten der dreieckigen Durchschnitte, parallel den Eckendiagonalen der hexagonalen Durchschnitte liegen (Fig. 20). Die Glas- und Gaseinschlüsse sind oft unendlich klein, erreichen aber gelegentlich auch größere Dimensionen und lassen dann oft die Krystallform ihres Wirtes erkennen. — Unter den mikrolithischen Interpositionen sind hexagonale, oft nach einer Nebenaxe stark verlängerte, auch wohl unregelmäßig gelappte Blättchen von Eisenglanz oder Ilmenit am häufigsten, welche je nach ihrer Dicke mit metallischem Glanz undurchsichtig, oder rotbraun, rot und graugelb durchsichtig sind ohne metallischen Glanz. Gar nicht selten zeigt dasselbe Blättchen bei lokal wechselnder Dicke diese Farben nebeneinander. Im allgemeinen sind auch diese Blättchen nach den oktaedrischen Axen geordnet und zwar so, daß sie untereinander krystallographisch parallel liegen, in anderen Fällen findet man sie parallel den Spaltrissen nach ∞O (110); sie liegen dann diagonal zu den übrigen Einschlußsystemen. Auch kommen beide Anordnungen nebeneinander vor (Melfi). Es ist nicht unmöglich, daß die Eisenglanzblättchen auf den Spaltflächen sekundär seien. — Magnetit als Einschluß wies A. Osann (9) nach.

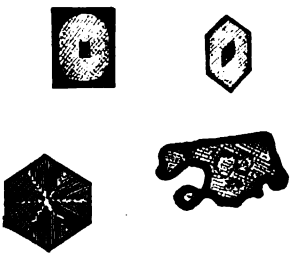


Fig. 20.

G. vom Rath (19) beobachtete an den natronreichen Hauynen (Noseanen) der Leucitophyre des niederrheinischen Vulkangebietes, daß dieselben gegen die übrigen Gesteinsgemengteile meistens durch einen verhältnismäßig breiten opaken Rand von blauschwarzer oder braunschwarzer Farbe im auffallenden Lichte sich abgrenzen, welcher beim Herauslösen der Kryställchen aus dem Gestein in diesem sitzen bleibt, während der hellere Kern derselben sich mit scharfer krystallographischer Begrenzung abtrennt. Diese auch unter dem Mikroskop sehr wenig lichtdurchlässige, braune bis gelbbraune äußere Schale geht meist ziemlich abrupt, nicht durch allmähliche Abstufungen in eine hellere Zone über, die nun ihrerseits einen der äußeren Umrandung ganz analogen dunklen Kern umschließt. Die kleineren Individuen pflegen in solchen Fällen durch und durch opak zu sein; auch findet man statt der opaken äußeren Schale, allerdings seltener, eine helle und es ist dann der Kern des Krystalls opak. Allem Anschein nach rühren diese opaken Teile der Noseane davon her, daß infolge einer Umwandlung der in den einschlußreichen Partien enthaltenen Eisenverbindungen die ganze Substanz des Minerals mit Limonit durchtränkt ist, vielleicht unter gleichzeitiger Kaolinisierung der Hauynsubstanz.

Diese Mikrostrukturverhältnisse lassen sich vorzüglich schön an den Leucitophyren von Olbrück und Rieden bei Niedermendig, an den Phonolithen des Hegaus und Kaiserstuhles, der Rhön und Auvergne, der Canarien, sowie sehr vieler anderer Lokalitäten studieren. Zur Diagnose sind dieselben nicht verwendbar, weil sie einerseits nicht konstant sind, andererseits in ähnlicher Ausbildung auch bei anderen Mineralien (Apatit) vorkommen, die infolge davon auch mit Hauyn oder Nosean trotz ihrer Doppelbrechung verwechselt worden sind.

Als selbständige Glieder der Sodalithgruppe betrachtete man früher die nur von einem Fundorte im Kaiserstuhl bekannten und Ittnerit, beziehungsweise Skolopsit genannten Mineralien. Beide finden sich in einschlußartig aussehenden Knauern, die über faustgroß werden können, gewöhnlich aber nicht über haselnußgroß werden, in einem aus Sanidin, Nephelin, Hauyn, Melanit, Augit, Leucit und Magnetit bestehenden, hier und da auch Amphibol führenden Ganggestein am SW.-Fuße des Badberges bei Oberbergen. Der Gang, welcher mehrmals den sog. Steinriesenweg kreuzt, läßt sich bis zu halber Höhe des Berges verfolgen. Der Ittnerit ist aschgrau bis blaugrau, deutlich spaltbar nach ∞O (110), der Skolopsit lichtgrau bis fleischrot, nicht spaltbar, sondern splittrig brechend. H. Fischer (23) hatte schon früh die Identität der beiden Substanzen vermutet und war geneigt, sie auf Grund ihrer Mikrostruktur zum Sodalith zu stellen. Verf. wies die Übereinstimmung ihrer Mikrostruktur und ihrer Interpositionen mit denen des Hauyns nach, und L. van Werveke (24) beseitigte durch eine neue chemische und mikroskopische Untersuchung jeden Zweifel an der Zusammengehörigkeit dieser Mineralien mit dem Hauyn. Allerdings sind beide Mineralien in nicht unbedeutender Weise zeolithisiert, und L. van Werveke schließt aus seinen Analysen, daß der Zeolith Gismondin sei. Auch van Werveke fand die Interpositionen im Ittnerit nach Form, Natur und Anordnung analog denjenigen im Hauyn, glaubt jedoch, statt der oben dem Ilmenit zugeschriebenen Blättchen im Hauyn und Ittnerit Magnetkies beobachtet zu haben. In den dem Verf. zur Verfügung stehenden Material ist kein Magnetkies erkennbar, jedoch stellenweise reichlich die hexagonalen Täfelchen und Blättchen des Eisenglanzes, welche in ihrer Färbung unverkennbar einen Titangehalt andeuten. — Daß der Ittnerit, von welchem die mineralogische Sammlung in Freiburg einen prächtigen großen Krystall, ∞O (110), besitzt, einen integrierenden Gemengteil des Gesteins bilde, ergibt sich aus der von van Werveke zuerst gemachten Beobachtung, daß er sich mit krystallographischen Umrissen gegen die begleitenden Gemengteile oft deutlich abgrenzt. — Die gleiche Erscheinung läßt sich an dem selteneren Skolopsit beobachten, welcher dadurch ein hohes Interesse gewinnt, daß alle vom Verf. untersuchten Proben prismatische Kryställchen eines schön blauen Sapphirs umschließen, der bei früheren Untersuchungen übersehen wurde. — Das Verhalten der Ittnerit- und Skolopsit-haltigen Partien im Phonolith des Badberges bei Oberbergen macht es wahrscheinlich, daß auch in ihnen ältere Ausscheidungen des Magmas vorliegen.

Daß die Lasursteine Gemenge seien, deren blaue Farbe einer isotropen Substanz angehört, wurde zuerst von H. Fischer (23) mikroskopisch erwiesen. Die Beziehungen dieser Substanz zum künstlichen Ultramarin wurden von H. Vogelsang (4) und neuerdings von W. C. Brögger und H. Bäckström (10) eingehend untersucht. Die letzteren haben dargetan, daß diese blaue Substanz, die sie Lasurit nennen, die Zusammensetzung habe, welche einer isomorphen Mischung von stark vorherrschendem Hauyn mit etwa 7% Sodalith und 16% Ultramarin zukomme. Als Hauptgemengteile der von ihnen mikroskopisch studierten zentralasiatischen Lasursteine, zumal aus der Gegend des Baikalsees, nennen sie: Lasurit oder Hauyn, einen fast absolut eisenfreien Diopsid, eine farblose Hornblende (Kokscharowit), ein Muscovit-ähnliches Glimmermineral, Calcit und Pyrit, neben denen nur untergeordnet oder lokal Skapolith, Plagioklas, Orthoklas, Apatit, Titanit, Zirkon und ein unbekanntes, optisch positives, einaxiges (?) Mineral beobachtet wurden. Aus der Struktur der Lasursteine, sowie aus der Diskussion der allerdings spärlichen Nachrichten über ihre geologischen Beziehungen schließen die Autoren, daß diese in die Klasse der Kalksilikathornfelse gehören, eine allerdings überraschende Heimat für den Hauyn.

Umwandlung: Der Sodalith der Tiefengesteine wandelt sich ebenso wie der Nosean und Hauyn der Ergußgesteine vorwiegend in zeolithische Aggregate von Natrolith um. So entstehen die als Spreustein bekannten Pseudomorphosen, wie Brögger im Langesund und Ussing in Grönland nachwiesen z. T. aus Sodalith. Diaspor, Hydrargillit und Hydronephelit treten dabei öfters als spärliche Nebenprodukte auf, und eine Infiltration von Karbonaten und Eisenoxyden auf den Spaltrissen ist recht verbreitet. — Ganz der gleiche Vorgang vollzieht sich bei den Hauynen und Noseanen. Grünliche bis gelb-

liche, büschelförmig geordnete Fasern dringen von Klüften und von dem Rande her, oft auch von größeren Interpositionen ausgehend, in die klare Mineralsubstanz ein. Zufolge der Anisotropie der zeolithischen Fasern erscheinen dieselben zwischen gekreuzten Nicols hellfarbig auf dem dunklen Untergrunde der isotropen Hauynsubstanz. Nach Vollendung der Umwandlung besteht dann der ganze Durchschnitt aus Faserbüscheln, die von verschiedenen Punkten her ausstrahlend, in regellosen Flächen aneinander abstoßen. Man hat die Erscheinung bei gekreuzten Nicols nicht unpassend mit den Eisblumenfeldern auf einer Glasscheibe verglichen. Die trübe Färbung dieser Natrolithaggregate ist nicht immer durch ein Pigment bedingt, sondern oft nur eine Folge ihrer außerordentlich feinfaserigen Aggregation. — Daß neben oder statt des Natrolithes bei den kalkreichen Hauynen auch andere Zeolithe entstehen, besonders Stilbit und Chabasit, ist teils nach dem mikroskopischen Habitus, teils nach dem makroskopischen Auftreten dieser Mineralien in Hauyn-reichen Gesteinen sehr wahrscheinlich; der direkte Nachweis ist indessen bisher nicht gegeben. Oft aber scheidet sich bei der Umwandlung in Natrolith der Kalkgehalt des Mutterminerals in Form von Calcit aus, wie dieses besonders die Hauyne der Hegauphonolithe sehr deutlich erkennen lassen. Zeolithisierte Hauyne werden durch Glühen infolge des Wasserverlustes trübe. — Bei dem Sodalith beschreibt Ussing auch die Umwandlung in Analcim, der durch seine Spaltung nach dem Würfel und die häufige anomale Doppelbrechung sich vom Sodalith unterscheidet. — Beide Vorgänge verlangen die Zufuhr von Kieselsäure, was auf Mitwirkung von heißem Wasser, also auf die Thermalperiode der Gesteinsgeschichte deutet. — Dagegen scheint die eigentliche Verwitterung zu der Bildung sehr dichter, steinmarkähnlicher und oft von Limonit oder Goethit gefärbter Pseudomorphosen von sehr geringer Härte zu führen.

Künstliche Darstellung. Bei unveröffentlichten Versuchen erhielt O. Mügge Sodalith, als er Nephelinpulver in einem Überschuß von geschmolzenem NaCl längere Zeit unter Ersatz des verdampfenden NaCl gelöst erhielt. Wird die Schmelze mit Wasser gelöst, bis eine Reaktion des Waschwassers auf Cl nicht mehr eintritt, so besteht der Rest aus einem sehr feinen farblosen Pulver, in welchem bei starker Vergrößerung neben herrschenden rundlichen Körnern auch Würfelchen z. T. in Kombination mit $\infty O$ (110) sich finden. Körner und Kryställchen sind isotrop. haben sp. G. = 2.31 bis 2.33, lösen sich leicht in $HNO_3$, schwerer in konzentrierter Essigsäure. Die Lösung reagiert stark auf Cl. Eine unvollständige Analyse ergab $SiO_2$ = 36.04, $Al_2O_3$ = 33.21, Cl = 6.83. — Ch. und G. Friedel (25) stellten Sodalith durch Einwirkung von NaOH und NaCl auf Kaliglimmer im geschlossenen Rohr bei etwa 500° C dar. Die erhaltenen Krystalle haben ganz die Formen der Müggeschen Darstellungen, welche 7 Jahre früher ausgeführt wurden. — J. Morozewicz (26) wiederholte den Müggeschen Versuch mit gleichem Erfolge und erhielt ebenso Sodalith in Kryställchen, als er statt des Eläolithes ein Gemenge von 79.7 Teilen Kaolin und 21.2 Teilen Soda anwandte. — Analog erhielt derselbe Noseankryställchen unter dem Einfluß von geschmolzenem Natriumsulfat auf ein Gemenge von Kaolin und Soda, und z. T. blaue Hauynkrystalle, wenn er statt Soda kohlensauren Kalk und statt Natriumsulfat Calciumsulfat anwandte. — Ebenso gelang ihm die Krystallisation des Hauyns aus einem künstlichen Silikatmagma von der Zusammensetzung des Hauynophyrs von Melfi. — Hexagonale Kryställchen von Nosean-ähnlicher Zusammensetzung, aber mit 2 Molekülen Wasser, und Rhombendodekaeder von der Zusammensetzung des Noseans, aber mit einem Molekül Wasser erhielten Ch. und G. Friedel (27) durch Einwirkung von Soda und Natriumsulfat auf Kaliglimmer im geschlossenen Rohr.

Literatur. (1) U. S. geol. Survey Bull. **125**. Washington 1895. 22. — (2) Z. X. **25**. 1896. 332. — (3) Über die natürlichen Ultramarinverbindungen. Kon. Akad. Wetensch. Amsterdam **7**. 2. 1873. — (4) Mineralogisk-petrografiske Undersögelser af grönlandske Nefelinsyeniter og beslägtede Bjärgarter. Meddelelser om Grönland. XIV. Kopenhagen 1894. — (5) Z. X. **5**. 1881. 580. — (6) Die Hauptbrechungsexponenten der wichtigeren gesteinsbildenden Mineralien bei Na-Licht. Berlin-Budapest 1893. 199. — Z. X. **22**. 1894. 328. — (7) A. Sauer, Untersuchungen an phonolithischen Gesteinen der kanarischen Inseln. Halle a/S., Zeitschr. f. d. ges. Naturw. **47**. 1876. — (8) N. J. 1887. II. 222. 230. — (9) N. J. 1892.

I. 224. — (10) Z. X. **18**. 1890. 209. — (11) N. J. 1880. II. 141. — (12) N. J. B. B. **1**. 1881. 219. — (13) Z. X. **16**. 1890. 177 — und Die silurischen Etagen 2 und 3 im Christianiagebiet, 268. Christiania 1882. — (14) N. J. B. B. **1**. 1881. 149. — (15) The igneous rocks of Arkansas. Little Rock 1891. — (16) Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia. 11. 2. Helsingfors 1894. — (17) J. E. Wolff, Notes on the geology of the Crazy Mountains. Northern Transcontinental Survey 1885. — (18) Z. D. G. G. **18**. 1866. 620. — (19) Z. D. G. G. **12**. 1860. 29; **14**. 1862. 663; **16**. 1864. 73. — (20) T. M. P. M. **4**. 1882. 461. — (21) C. Doelter, Die Vulkane der Capverden. Graz 1882. — (22) F. Zirkel, Der Hauynophyr von Melfi. N. J. 1870. 818. — (23) N. J. 1869. 345 und Kritische, mikrosk.-mineral. Studien, Freiburg i. B. 1869. 36. 40. 58. — (24) N. J. 1880. II. 264. — (25) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 183. — (26) T. M. P. M. **18**. 1898. 128. 182 und N. J. 1892. II. 139, cf. auch N. J. 1893. II. 43. — (27) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 238 und **14**. 1891. 69. — (28) G. F. i Stockholm Förhdl. **23**. 1901. 563. — (29) Z. X. **37**. 1903. 372. — (30) Z. X. **37**. 1903. 372.

## Analcim.

Chem.: $NaAlSi_2O_6 + H_2O$.

Morph.: 202 (211) allein oder in Kombination mit $\infty O\infty$ (100). Derbe Massen mit einzelnen Krystallflächen in Drusen, ohne diese in der eigentlichen Gesteinsmasse. Pseudomorphosen nach Leucit, nach Nephelin, nach Sodalith.

Koh.: Gute Spaltbarkeit nach $\infty O\infty$ (100), auch im Dünnschliff erkennbar. — H. = 5.5. — Sp. G. = 2.15—2.18.

Opt.: Glasglanz. Wasserhell, weiß, auch rötlich durch Interpositionen von Hämatitblättchen und Körnchen. Farblos durchsichtig. Brechungsvermögen niedrig.

Am Analcim der Scogli dei Ciclopi $n_{rot} = 1.4874$. Des Cloizeaux (1).
An demselben $n_{na} = 1.4881$. Zimanyi (2).
Am Analcim der Kerguelen $n_{na} = 1.4861$. „

Die bei den aufgewachsenen Analcimen sehr verbreiteten optischen Anomalien sind bei den eingewachsenen verhältnismäßig selten wahrnehmbar, wenn man die Untersuchung nicht in empfindlichen Farbentönen anstellt. Dabei sind die optisch aktiven Stellen meist wenig scharf voneinander abgegrenzt und das Gesetz ihrer krystallonomischen Verteilung tritt wenig präzis hervor. Die zuerst von Brewster beobachtete Doppelbrechung des Analcims ist in den letzten Jahrzehnten besonders von E. Mallard (3), A. Ben Saude (4), C. Klein (5), S. L. Penfield (6), W. C. Brögger (7), C. Stadtländer (8), G. Friedel (9) weiter geführt. Auch auf die Beobachtungen von A. von Lasaulx (10) über ätnäische Analcime und über den sog. Pikranalcim von Monte Catini, von Arzruni und Koch (11) über den Analcim der Kerguelen-Inseln, von P. Franco (12) über Analcim vom Monte Somma sei verwiesen. Alle Beobachtungen konstatieren gleichmäßig, daß bei Dünnschliffen von Analcim zwischen gekreuzten Nicols eine Felderteilung, beziehungweise eine zwillingsartige Lamellierung auftritt, welche große Analogie mit den Verhältnissen erkennen läßt, die den ikositetraedrischen Typus am Granat charakterisieren. Es liegt demnach mit großer Wahrscheinlichkeit eine Spannungsdoppelbrechung vor; Ben Saude vermochte daher auch die optischen Anomalien des Analcims in vollständigster Weise künstlich an Gelatine nachzuahmen, welche er in Hohlformen des Oktaeders, Würfels, Rhombendodekaeders und Ikositetraeders eintrocknen ließ. Das Gesetz für die Verteilung der Doppelbrechung war bei Analcim und den Gelatine-Imitationen das folgende: In optischem Sinne geht von jeder Fläche aus nach der Mitte des Krystalls eine Pyramide, welche

als Basis dieselbe Fläche hat und so viel Seiten besitzt, als Kanten die Fläche begrenzen. Mit dem Wechsel der äußeren Begrenzungen geht ein entsprechender Wechsel der optischen Struktur vor sich. Jeder äußeren Kante am Krystall entspricht im Innern eine optische Grenze, jeder Fläche ein optisches Feld. Brögger (7) erkannte an den Analcimkrystallen der Augitsyenite des Langesund, daß die Einwirkung der äußeren Krystallfläche auf die Verteilung der optischen Elastizität sich auf die peripherischen Teile der Krystalle beschränkte, während in deren inneren Teilen eine herrschende Zwillingslamellierung nach den Hauptsymmetrieebenen, eine untergeordnete nach den Flächen von ∞O (110) sich zeigte. — Penfield (6) fand die Doppelbrechung bei den schönen Analcimen von der Phoenix Mine abhängig von einem älteren zentralen Kernkrystall. — Eine gelinde Erwärmung im Wasser- oder Paraffinbade vermindert nach A. Merian (13) die Stärke der Doppelbrechung in sehr deutlicher Weise; nach C. Klein (5) geht dieselbe bei stärkerer Erhitzung in einer Wasserdampfatmosphäre ganz verloren. Stadtländer (8) bestimmte diese Temperatur bei Krystallen vom Stempel bei Marburg zu 240°–250° C. Starkes Glühen dagegen, durch welches der Analcim anfängt, Wasser zu verlieren, erhöht die Doppelbrechung, wo sie nur schwach vorhanden, ruft sie sogar hervor, wo sie vorher nicht wahrnehmbar war. Die durch schwache Erhitzung, ohne Wasserverlust, erzeugte Veränderung der Doppelbrechung verschwindet mit dem Sinken der Temperatur; die durch starkes Glühen, mit Wasserverlust der Platte, hervorgebrachte Veränderung bleibt konstant auch nach der Rückkehr zu der normalen Temperatur. Die durch Glühen künstlich zu erzeugende Doppelbrechung kann gelegentlich zur Diagnose des Analcims benutzt werden. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. — Fast alle Beobachter konstatierten eine leichte Trennbarkeit der untersuchten Platten in einzelne Stücke nach den optischen Grenzen in denselben. Diese vollzog sich z. T. schon beim Schleifen, z. T. beim Erwärmen der Präparate.

Daß der Eudnophit Weibye von Laaven Analcim sei, wies Brögger nach. Derselbe zeigt neben vollkommen isotropen Partien meist eine plagioklasähnliche Zwillingslamellierung, wobei die nach der jeweiligen Schlifflage unter verschiedenen Winkeln gekreuzten Lamellen sich herrschend nach den Würfelflächen, untergeordnet nach denen des Rhombendodekaeders geordnet zeigen. Interessant ist ihre Abhängigkeit von Spaltrissen nach ∞O∞ (100) und die Tatsache, daß Brögger immer die größte optische Elastizität der anisotropen Streifen parallel ihrer Längsrichtung liegend fand, mochte ihre Orientierung sonst sein, welche sie wollte.

Reakt.: In allen Mineralsäuren auch im Schliff leicht löslich unter Abscheidung von Kieselgallerte. Durch starkes Erhitzen wird Analcim trübe, kaum durchscheinend.

Diagn.: Das niedrige Brechungsvermögen unterscheidet Analcim von den Granaten, Spaltbarkeit und chemische Reaktionen von den Mineralien der Sodalithgruppe (S. 36), der negative Charakter, die leichte Gelatination und Tinktionstähigkeit seiner Oberfläche, die massenhafte Entstehung von Kieselfluornatriumkryställchen bei Behandlung eines Körnchens mit Flußsäure und das Trübewerden bei starkem Erhitzen vom Leucit.

Vork. Analcim ist nirgends ein ursprünglicher Gemengteil der Gesteine. Er füllt Drusen- und miarolitische Räume oder bildet Pseudomorphosen. Gesteine, in denen das Erste der Fall ist, nannte man früher wohl Analcimite (Aetnalava von den Scogli dei Ciclopi, Basalte der Colli Berici im Vicentinischen. Die sog. Teschenite aller Fundorte, welche G. Tschermak (14) zuerst aus der Gegend von Teschen und Neutitschein beschrieb, enthalten Analcim eingeklemmt zwischen den übrigen Gemengteilen. Pseudomorph nach Nephelin, Leucit, Sodalith erscheint der A. in Eläolithsyeniten, Monchiquiten, Theralithen, Phonolithen, Tephriten, Leucit- und Nephelingesteinen.

Die künstliche Darstellung des Analcims gelang A. de Schultén (15) durch Erhitzung von Natronlauge oder Natriumsilikaten in zugeschmolzenen Röhren

eines tonerdehaltigen Glases bei 180°—190° C während 18 Stunden. Die sehr scharfen Kryställchen, 202 (211), besitzen die Doppelbrechung der natürlichen Analcime. Später (16) stellte derselbe Verfasser den Analcim dadurch in Krystallen der Formen 202 (211) und ∞O∞ (100) für sich allein oder in Kombination dar, daß er Natriumsilikat und Natriumaluminat in den der Zusammensetzung des Analcims entsprechenden äquivalenten Mengen und bei Gegenwart von Kalkwasser in hermetisch geschlossenen Kupferröhren 17 Stunden lang auf 180° C erhitzte. Die so erzeugten Krystalle waren durchaus isotrop. Die Form 202 (211) bildete sich aus sehr konzentrierten und sehr alkalischen Lösungen; anderenfalls entstand ∞O∞ (100) ohne oder mit 202 (211).

Literatur. (1) Manuel de Min. 393. — (2) Math. und naturw. Berichte aus Ungarn. **11**. 1893. 200; — Z. X. **22**. 1894. 329. — (3) Explication des phénomènes optiques anomaux que présentent un grand nombre de substances cristallisées. Ann. Min. **10**. 1876. Paris. — (4) N. J. 1882. I. 41. — (5) N. J. 1884. I. 250. — Ferner N. J. B. B. **9**. 1898 475. und S. B. A. **16**. 1897. 290. — (6) Amer. Journ. **30**. 1885. 112. — (7) Z. X. **16**. 1890. 565. — (8) N. J. 1885. II. 97. — (9) Bull. Soc. min. Fr. **19**. 1896. 14. 93. 363. — (10) N. J. 1878. 510. — Z. X. **5**. 1881. 330. — (11) Z. X. **5**. 1881. 483. — (12) Giorn. de min. Padua. **3**. 1892. fasc. 3. — (13) N. J. 1894. I. 195. — (14) S. W. A. **53**. 1886. 275. — (15) C. R. **90**. 1880. 1493 und Bull. Soc. min. Fr. **3**. 1880. 150. — (16) Bull. Soc. min. Fr. **5**. 1882. 7.

## Perowskit.

Chem.: $CaTiO_3$, fast immer mit etwas FeO (bis zu fast 5 %) und gelegentlich mit Spuren von MgO und MnO.

Morph.: In den Eruptivgesteinen vorherrschend O (111), öfter mit untergeordnetem ∞O (110) und ∞O∞ (100), seltener herrschend ∞O∞ (100) mit untergeordneten O (111) und ∞O (110). Gewöhnlich nur mikroskopisch in Individuen von 0.02—0.03 mm Durchmesser (Bd. I. 2 Taf. II Fig. 1). Selten bis zu Erbsengröße anschwellend. — In krystallinen Schiefern herrschend ∞O∞ (100) mit oft starker Streifung der Flächen nach den Würfelkanten, auch wohl mit Spuren einer Streifung in der Diagonale der Würfelflächen, und kombiniert mit ∞O (110), O (111) und einzelnen Flächen von verschiedenen mOm (hkk), mOn (hkl) und ∞On (hk0). — Oft Durchkreuzungszwillinge von Würfeln nach dem Spinellgesetz, auch unregelmäßig verästelte Krystallskelette. — Derbes Auftreten nicht bekannt.

Koh.: Spaltung nach ∞O∞ (100) deutlich durch Spaltrisse im Schliff erkennbar bei größeren Individuen, aber nicht erkennbar in den mikroskopischen Kryställchen. — Bruch uneben. — H. = 5.5. — Sp. G. = 4.02—4.04.

Opt.: Diamantglanz bei hellen, halbmetallischer Glanz bei dunklen Farben. Hell- bis dunkelgelb, ledergelb, bräunlich, rotbraun, grauschwarz im auffallenden, graulichweiß, violettgrau, bräunlich bis rotbraun, selten grünlichgrau im durchfallenden Lichte. Zonarer Wechsel der Farbe kommt vor. — Brechungsvermögen hoch, randliche Totalreflexion sehr stark. $n_{na} = 2.38$ nach Des Cloizeaux (1) an Krystallen von Ural? oder von Zermatt (?). — Anomale zweiaxige Doppelbrechung in Verbindung mit lamellarem Aufbau der Krystalle ist allgemein vorhanden bei den größeren Individuen, aber bei den mikroskopischen Perowskiten

sehr oft nicht wahrnehmbar. Mit dem Studium des sehr verwickelten, lamellaren Zwillingsbaus und der sich daran knüpfenden optischen Anomalien beschäftigten sich besonders A. Ben Saude (2), C. Klein (3) und A. Des Cloizeaux (1). Die Verhältnisse liegen nicht so klar, wie bei Granat, Leucit und Analcim. Erwärmung stellt die Isotropie nicht her.

Reakt.: Nicht schmelzbar v. d. L. — In der Phosphorsalzperle leicht löslich und dieselbe in der Reduktionsflamme nach dem Erkalten blauviolett färbend (Ti). — Salzsäure und wäßrige Flußsäure greifen den P. nicht merklich an; konz. Schwefelsäure löst ihn bei der Erwärmung vollständig. Die Ätzfiguren studierte H. Baumhauer (4).

Diagn.: Perowskit kann bei geringer Lichtdurchlässigkeit verwechselt werden mit durchscheinendem Hämatit oder Ilmenit, bei höherer Durchsichtigkeit mit Chromit, Picotit und Melanit. Von den Eisenerzen unterscheidet ihn die Unlöslichkeit in HCl und der absolute Mangel des Magnetismus, von Chromit, Picotit und Melanit die chemischen Reaktionen. Diese müssen an isoliertem Material ausgeführt werden. Man isoliert auch die mikroskopischen Perowskite leicht durch kombinierte Benutzung des sp. G., der Unangreifbarkeit durch Salzsäure und verdünnte Flußsäure und des mangelnden Magnetismus. Durch die Phosphorsalzperle oder durch $H_2O_2$ wird die Anwesenheit des Ti, durch erstere das Fehlen von Cr und $SiO_2$ nachgewiesen. — Von Dysanalyt, Pyrochlor und Koppit unterscheidet ihn das Fehlen des Niobs.

Vork. Perowskit ist ein nahezu konstanter Gemengteil der Melilithbasalte und der stofflich nahe verwandten Alnöite. Aus Melilithbasalt (Nephelinpikrit) wies ihn zuerst Em. Bořicky (5) von Wartenberg in Böhmen, dann in weiter Verbreitung A. Stelzner (6), in Alnöiten A. E. Törnebohm (7) nach. — E. Hussak (8. 9) tat seine Anwesenheit in den Nephelin- und Leucitbasalten der Eifel dar und beschrieb ihn aus einer Magneteisenlagerstätte von Catalão im Staate Goyaz, Brasilien. — A. Sauer (10) bestimmte ihn in ijolithischen Massen des Oberwiesentaler Eruptivstocks im Erzgebirge. — A. Lacroix (11) führt ihn an aus Eläolithsyenitpegmatiten von Magnet Cove, Arkansas, während F. W. Mar (12) den Perowskit dieses Fundortes als Dysanalyt erkannte, und aus dem Ittnerit-führendem Gange von Oberbergen im Kaiserstuhl neben Schorlomit. W. C. Brögger (13) fand ihn spärlich in den Alkalipegmatiten von Låven im Langesund. Spärlich kommt er im Eläolithsyenit von Ditró vor. — J. S. Diller (14) bestimmte ihn zuerst in Peridotiten von Elliott Co., Kentucky, H. Carvill Lewis im Kimberlit Südafrikas. — O. Mügge (15) fand ihn in Pyroxengneißen des Massailandes in SO-Afrika. Als Umwandlungsprodukt des Titanits phonolithischer Gesteine von Klein Priesen in Böhmen erkannte ihn K. Schneider (16).

In den Eruptivgesteinen ist der Perowskit fast immer durchaus einschlußfrei und unzersetzt. Er gehört darin zu den ältesten Ausscheidungen und tritt daher gern als Einschluß in anderen Gemengteilen auf. Er wird oft begleitet von Magnetit und Chromit, mit denen er auch verwächst, und mit denen er sich nicht selten um spätere Ausscheidungen kranzähnlich ordnet. Die Umwandlung in eine dem Leukoxenmantel der Ilmenite und Rutile durchaus analoge Substanz beobachtete zuerst A. Sauer bei Oberwiesental (10), dann auch E. Hussak (9) bei Catalão, wo die stark doppelbrechenden Kryställchen im Zentrum durchaus frisch, peripherisch dagegen in ein grünliches, stark lichtbrechendes, leukoxenartiges Aggregat verwandelt sind, das aus reinem $TiO_2$ (? Anatas) besteht.

Künstliche Darstellung. Ebelmen (17) war der erste, welcher den Perowskit künstlich darstellte, indem er Kalkstein und ein Alkalisilikotitanat zusammen-

schmolz oder ein Gemisch von Kalk, Titansäure und einem Alkalikarbonat bei sehr hoher Temperatur bis zur Verflüchtigung des Alkalis behandelte. Die braunen oktaedrischen Krystalle hatten sp. G. = 4.1 und erwiesen sich als doppelbrechend. — Hautefeuille (18) erhielt reguläre, farblose oder gelbliche, aus doppelbrechenden Lamellen aufgebaute, reguläre Perowskitkrystalle, als er über eine Schmelze von Titansäure, Kieselsäure und Chlorcalcium einen langsamen Strom feuchter Luft oder Kohlensäure, nebst Salzsäuredämpfen hinleitete. — L. Bourgeois (19) schmolz die Bestandteile des Perowskits mit basischen Silikaten oder Silikatgesteinen zusammen und hielt die Schmelze längere Zeit in viskosem Zustande. Es bildeten sich Oktaeder und Wachstumsformen des Perowskits mit unregelmäßiger, aber deutlicher Einwirkung auf polarisiertes Licht. War die Silikatschmelze, in welcher der Perowskit gelöst war, zu sauer, so entstand nicht Perowskit, sondern Titanit. — Nach P. J. Holmquist (20) scheidet sich bei dem Zusammengießen der über dem Bunsenbrenner erhaltenen Sodaschmelzen von $TiO_2$ und $CaCO_3$ Perowskit in Kryställchen der Form ∞O∞ (100), z. T. mit O (111) mit Gitterung nach den Kanten von ∞O∞ (100) und mit den optischen Eigenschaften der natürlichen Krystalle aus.

Der Knopit ist nach P. J. Holmquist (20) ein Perowskit, in welchem ein Teil des CaO durch das Monoxyd eines Cermetalls vertreten ist. Im körnigen Kalk von Långörsholmen im nördlichen Teil von Alnö sind die wesentlich von O (100) und ∞O∞ (100) mit untergeordneten Flächen von mOm (hkk) und ∞On (hko) begrenzten Krystalle bleigrau, auf den Flächen von O matt, auf ∞O∞ metallglänzend. Die Würfelflächen sind stark gestreift nach den Kanten, untergeordnet auch nach den Diagonalen. — Spaltung nach dem Würfel ist angedeutet, der Bruch uneben, graphitglänzend. H. = 5.5; — sp. G. = 4.11. — Optisch anomal, zweiaxig, stark doppelbrechend, mit ähnlichem lamellarem Zwillingsbau wie Perowskit. — In anderen Kalken der Insel sind die Krystalle oft als Durchkreuzungszwillinge ausgebildet, schwarz, metallglänzend, nicht durchsichtig im Schliff, grauviolett durchscheinend in feinsten Splittern. H. = 5.5; — sp. G. = 4.21—4.29.

Literatur. (1) Bull. Soc. min. Fr. **16**. 1893. 218. — (2) Über den Perowskit. Göttingen 1882. — (3) N. J. 1884. I. 245. — (4) Z. X. **4**. 1879. 187. — (5) Sitzungsber. k. Böhm. Ges. d. Wiss. 13. Oktober 1876. — (6) N. J. B. B. **2**. 1882. 390. — (7) G. F. i Stockholm Förhdl. **6**. 1882. 240. — (8) S. W. A. **77**. 1878. April. — (9) N. J. 1894. II. 297. — (10) Erläuterungen zu Sekt. Wiesental der geol. Spezialk. d. Königr. Sachsen. Leipzig 1884. 54 und Z. D. G. G. **37**. 1885. 445. — (11) Bull. Soc. min. Fr. **16**. 1893. 218. — (12) Amer. Journ. **40**. 1890. 403. — (13) Z. X. **16**. 1890. 508. — (14) Amer. Journ. **37**. 1889. 219. — (15) N. J. B. B. **4**. 1885. 581. — (16) N. J. 1889. I. 99. — (17) C. R. **32**. 1851. 710 und **33**. 525. — (18) Ann. Phys. et Chim. **4**. 1865. 154. — (19) Ann. Phys. et Chim. **19**. 1883. — (20) Bull. geol. Instit. of Upsala **3**. 1896. 605. — (21) G. F. i Stockholm. Förhdl. **16**. 1894. 73.

## Pyrrhit.

Chem.: Zusammensetzung nicht genau bekannt, wesentlich ein Ca-Niobat oder Tantalat.

Morph.: Kleine Oktaeder, selten bis zu 2 mm Kantenlänge.

Koh.: Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar. — H. = 5.5, noch mit Stahlspitze ritzbar, ein wichtiges Unterscheidungsmittel gegenüber Spinell. — Sp. G. = 4.1—4.3.

Opt.: Diamantähnlicher Glasglanz. — Farbe hyazinthrot im auffallenden, orangegelb bis rot im durchfallenden Lichte. — Vollständig isotrop.

Reakt.: A. Osann (1) wies in der Lösung durch heiße konz. Schwefelsäure mikrochemisch Niob- oder Tantalsäure, Titansäure, Kalk, Eisen und Natrium als anwesend, Zirkonerde oder ein Cermetall als wahrscheinlich anwesend nach.

Vork.: Findet sich in Sanidiniten von San Miguel und vom Laacher See, wie zuerst Lucius Hubbard (2) und dann A. Osann (1) nachwiesen. Das Mineral wurde von von Perowski in drusigem Feldspat mit Lepidolith, Albit und Topas bei Alabaschka unfern Mursinsk im Ural entdeckt und von Gust. Rose (3) beschrieben.

---

Wie nahe der Pyrrhit dem geologisch verwandten Pyrochlor, bez. dem Mikrolith steht, ist noch nicht erwiesen. Der Pyrochlor im Eläolithsyenit von Ditró und Miask verhält sich in Farbe, Lichtbrechung und Isotropie, Härte und sp. G. dem Pyrrhit sehr ähnlich. Der Pyrochlor in den pegmatitischen Gängen und in den Randzonen der Laurvikite und Laurdalite des südlichen Norwegens zeigt nach W. C. Brögger (4) in den frischeren und helleren Partien bisweilen schwache Doppelbrechung. — Im Pyrochlor der körnigen Kalke von Alnö wechseln nach P. J. Holmquist (5) braune und hellgelbe Zonen und Flecken. Die braunen Teile sind älter und enthalten $TiO_2$, den jüngeren hellen Teilen der Krystalle fehlt $TiO_2$. — A. Lacroix (8) beschreibt goldgelb durchsichtigen einfachbrechenden Pyrochlor aus Alkaligraniten des Massivs von Ambohimirahavary in Madagascar. — Auch der Koppit von A. Knop (6), eine Kontaktbildung in den körnigen Kalken von Schelingen am Kaiserstuhl, von brauner Farbe, rotdurchsichtig, isotrop, in den Formen $\infty O$ (110) und O (111) gehört hierher. Er ist frei von $TiO_2$. — Der Dysanalyt von A. Knop (7) aus dem körnigen Kalk vom Badloch bei Vogtsburg im Kaiserstuhl, hat Würfelform, halbmetallischen Glanz und ist undurchsichtig.

Literatur. (1) N. J. 1888. I. 126. — (2) Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn. 7. Juni 1886. — (3) Pogg. Ann. **48**. 1840. 562. — (4) Z. X. **16**. 1890. 510. — (5) G. F. i Stockholm Förhdl. **15**. 1893. 588. — (6) N. J. 1875. 67. — (7) Z. X. **1**. 1877. 284. — (8) Matériaux pour la Min. de Madagascar. Nouv. Arch. du Muséum 4. I. 41. Paris 1902.

## Mineralien des quadratischen Krystallsystems.

Die quadratischen Mineralien sind doppelbrechend mit einer optischen Axe. Letztere fällt mit der krystallographischen Hauptaxe zusammen und ist zugleich Axe der größten oder kleinsten Elastizität. Im ersten Falle nennt man den Charakter der Doppelbrechung negativ und der ordentliche Strahl wird stärker gebrochen ($\omega > \varepsilon$); im zweiten Falle ist die Substanz optisch positiv und der außerordentliche Strahl wird stärker abgelenkt ($\omega < \varepsilon$). Jeder der beiden Strahlen wird verschieden stark absorbiert und die quadratischen Mineralien zeigen demnach, wenn sie farbig oder gefärbt sind, einen mehr oder weniger deutlichen Pleochroismus in allen Schnitten, die nicht parallel oP (001) liegen. — Die Schnitte senkrecht zu c haben quadratische oder oktogonale Umrisse, beziehungsweise Blätterdurchgänge, oder es fehlen die gesetzmäßigen Umgrenzungen und die Spaltbarkeit geht nach oP (001); dieselben verhalten sich im parallelen polarisierten Lichte wie Schnitte aus isotropen Substanzen, sie bleiben also zwischen gekreuzten Nicols bei einer vollen Umdrehung dunkel. Im konvergenten polarisierten Lichte zeigen sie ein bei der Drehung des Präparats unverändertes Interferenzkreuz mit oder ohne farbige Ringe, dessen Arme parallel den Hauptschnitten der Nicols liegen. — Die Schnitte, welche parallel oder schief gegen c geführt sind, zeigen mit der Schnittlage und Krystallform wechselnde Umrisse, die Blätterdurchgänge werden durch parallele oder sich schneidende Rißsysteme erkennbar. Im parallel polarisierten Lichte sind die Durchschnitte doppelbrechend; die Dunkelstellungen werden jedesmal dann erreicht, wenn die Spaltungsrisse zu einem der gekreuzten Nicolhauptschnitte parallel sind oder wenn ihre Winkel von demselben symmetrisch halbiert werden. — Im konvergenten Lichte erscheint die Interferenzfigur der basischen Schnitte seitlich im Gesichtsfelde und bewegt sich am Rande desselben so, daß die Kreuzesarme sich parallel mit sich selbst verschieben, solange der Schnitt nicht allzuschief gegen c traf; bei Schnitten parallel der Hauptaxe werden eventuell gestreckt hyperbolische Kurven sichtbar, welche symmetrisch zur Hauptaxe sind.

Optische Anomalien geben sich in den basischen Schnitten bei Beobachtung im konvergenten polarisierten Licht dadurch kund, daß das

Interferenzkreuz sich bei Drehung des Präparats in zwei Hyperbeln öffnet und das Bild eines zur spitzen Bisektrix senkrecht geschnittenen zweiaxigen Körpers mit kleinem Axenwinkel bietet. Verschiedene Stellen einer solchen abnormen Platte zeigen oft wechselnde Größe des scheinbaren Axenwinkels und wechselnde Lage der scheinbaren Axenebene. Im parallel polarisierten Licht beobachtet man dann bisweilen eine Felderteilung in den basischen Schnitten.

## Rutil.

Chem.: $TiO_2$ mit kleinem Gehalt an $Fe_2O_3$ (1—3 %). $SnO_2$ wurde qualitativ von A. von Miklucho-Maclay (1) im Rutil des Greifensteiner Granits, quantitativ mit 1.35 % neben 8.01 % FeO von W. P. Headden (2) im Rutil des Granits der Black Hills von Dakota nachgewiesen.

Morph.: a : c = 1 : 0.64415,

$111 : 11\bar{1} = 95^\circ 20'$; $111 : 1\bar{1}1 = 56^\circ 52'.5$;

$101 : 011 = 45^\circ 2'$; $101 : 001 = 32^\circ 47'$.

Schlanke Säulen mit starker vertikaler Streifung. m = ∞P (110), a = ∞P∞ (100). ∞Pn (hko) mit terminalem s = P (111), e = P∞ (101) allein oder in Kombination, selten mit $3P^3/_2$ (321). Von über mehreren cm Länge zu den winzigsten mikroskopischen Dimensionen herabsinkend.

Zwillingsbildung und Viellingsbildungen sehr häufig. 1. Zwillinge und Drillinge mit (101) als Zwillings- und Verwachsungsebene. Die

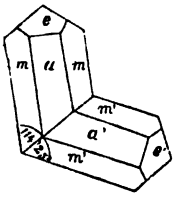



Fig. 21.

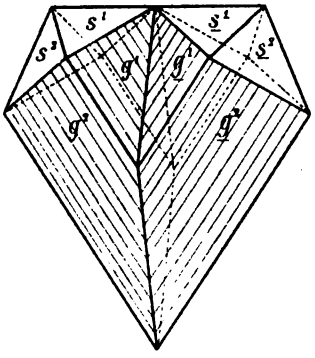



Fig. 22.

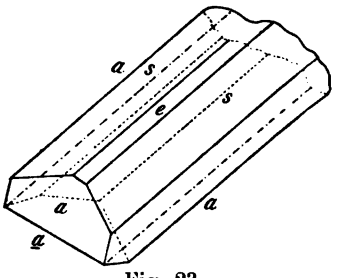



Fig. 23.

Hauptaxen schneiden sich unter 65° 36′ (Fig. 21); äußerst häufig. Max Bauer (3) beobachtete an Krystallen von Magnet Cove, Arkansas, Fig. 22 auch die Verwachsung nach einer zur Zwillingsebene senkrechten Fläche. Die Zwillinge erscheinen herzförmig. A. von Miklucho-Maclay (1) und W. P. Headden (2) beobachteten die in Fig. 23 dargestellte Ausbildung dieser Zwillinge. — 2. Zwillingsebene ist eine Fläche von 3P∞ (301). Die Hauptaxen schneiden sich unter 54° 44′ (Fig. 24). Habitus herzförmig. — Oft Körner und derbe Massen.

**Sagenit** heißen die netzförmigen Zwillingsverwachsungen (Fig. 25) von Rutilnadeln, die sich nur anscheinend unter 60°, in Wirklichkeit unter den, den angeführten Zwillingsgesetzen entsprechenden Winkeln schneiden.

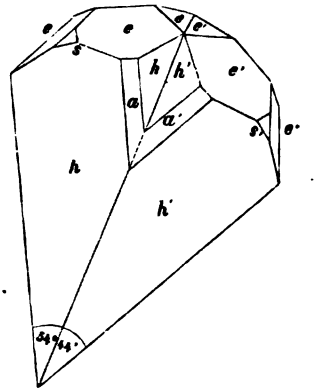


Fig. 24.

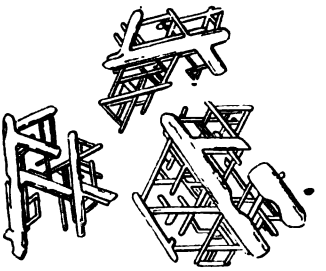


Fig. 25.

A. von Lasaulx (4) beschrieb die äußerlich nicht wahrnehmbare Einlagerung von Zwillingslamellen in scheinbar einfachen Rutilkrystallen, wie sie Fig. 26 in einem Schnitt nach (100), Fig. 27 in einem solchen nach (001) darstellt. Die Lamellen schneiden die Hauptaxe unter Winkeln von 65° 35′ oder 57° 12′.5, stehen also in Zwillingsstellung zu dem Hauptkrystall oder zueinander nach dem ersten Gesetz. Es sind bald nur einer, bald mehrere Lamellenzüge vorhanden, die den Hauptkrystall bald vollständig, bald nur teilweise durchziehen. Bei genauer Einstellung auf die Oberfläche der Krystalle sieht man oft den Austritt dieser Lamellenzüge in Form einer schrägen Streifung auf den Prismenflächen.

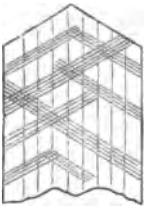


Fig. 26.

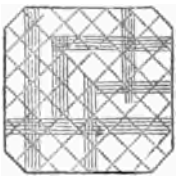


Fig. 27.

Koh.: Der vollkommenen Spaltung nach ∞P (110) entsprechen sehr feine und geradlinige, der etwas weniger vollkommenen nach ∞P∞ (100) spärlichere, rauhe, zackige und oft treppenartig absetzende Spaltrisse. — Bruch muschlig bis uneben. — H. = 6—6.5. — Sp. G. = 4.2—4.3; an schwarzen Fe-reichen Krystallen von Dakota. Sp. G. = 5.3.

O. **Mügge** (5) hat es wahrscheinlich gemacht, daß die versteckte Zwillingslamellierung des Rutils nach P∞ (101) eine Druckerscheinung sei, wobei die Flächen von P∞ (101) als Gleitflächen fungieren; er verwies auf die nicht seltene Abhängigkeit der Lamellen von verdrückten und verbogenen Stellen der Krystallkanten und Flächen und teilte gewisse Unterscheidungsmerkmale zwischen ursprünglicher und sekundärer Zwillingslamellierung mit. Derselbe machte ferner auf z. T. mit sekundären Substanzen bekleidete Risse aufmerksam, welche an gepreßten Rutilen vom Ural und von Snarum, auf Absonderung und Gleitung nach $^9/_2$P∞ (902) weisen.

Opt.: Diamantglanz ins Metallische. — Farbe bräunlichrot bis rot, bei den kleinen mikroskopischen Individuen gelblich, auch selten blauviolett oder grünlich, öfter schwarz im auffallenden, braunrot, fuchsrot, gelblich oder violett im durchfallende Lichte. Strich gelblich bis bräun-

lichgelb. — Sehr hohe Licht- und positive Doppelbrechung. Am Rutil der Goldsande von Syssersk am Ural fand C. Bärwald (6)

$$\omega_{li} = 2.5671 \qquad \varepsilon_{li} = 2.8415$$
$$\omega_{na} = 2.6158 \qquad \varepsilon_{na} = 2.9029 \qquad \varepsilon_{na} - \omega_{na} = 0.2871.$$
$$\omega_{tl} = 2.6725 \qquad \varepsilon_{tl} = 2.9817.$$

Bei Calcit ist die Stärke der Doppelbrechung nur 0.1721. Rutil von weniger als 0.002 mm Dicke würde schon das Rot I. Ordnung zeigen.

Pleochroismus von sehr wechselnder Deutlichkeit. O gelb bis bräunlichgelb, in dickeren Schliffen bräunlichrot, E braungelb bis gelbgrün (7), in dickeren Schliffen auch dunkelblutrot bis schwarz. Daher wechselt bei verzwillingten Krystallen die Färbung bisweilen in Streifen.

Zufolge der Zwillingsbildung erscheint in den Schnitten nach der Basis das Interferenzbild oft gestört, woraus E. Mallard (8) auf mimetische Natur des Rutils schloß. A. von Lasaulx (4) erkannte die Erscheinungen als eine Folge der Zwillingsbildung.

Bringt man den basischen Durchschnitt Fig. 27 unter das Mikroskop bei abgenommenem Analysator, so werden, falls Pleochroismus vorhanden ist, bei einer Drehung desselben die dem Hauptkrystall, sowie abwechselnd die dem einen System von Zwillingslamellen angehörigen Teile gleich-, das andere System von Zwillingslamellen verschiedenfarbig erscheinen. Zwischen gekreuzten Nicols muß das Präparat in seiner ganzen Ausdehnung das Licht auslöschen, sobald die Diagonalen der Spaltbarkeit nach ∞P (110) mit den Nicolhauptschnitten zusammenfallen, denn dann liegen in allen Lamellen die Hauptaxen parallel oder senkrecht zu einem Nicolhauptschnitt. Dreht man nun das Präparat, so bleiben die dem Hauptkrystall angehörigen Teile dunkel, weil senkrecht zu c geschnitten, die Lamellen aber werden hell und erreichen das Maximum der Aufhellung nach einer Drehung von 45°. — Beobachtet man alsdann im konvergenten Lichte, so müssen sich die verschiedenen Teile einer solchen basalen Platte verschieden verhalten, je nachdem das Licht an der beobachteten Stelle nur Teile des Hauptkrystalls oder auch Teile der Zwillingslamellen durchläuft. Fig. 28 gibt einen Querschnitt einer solchen basalen Platte und man erkennt, daß man bei *a* das ungestörte Bild der Interferenzfigur eines einaxigen Körpers haben muß, während man bei *b* eine Erscheinung beobachten wird, als wenn man eine (20°—30°) schief gegen die Hauptaxe geschnittene Platte mit einer dazu senkrechten kombiniert, bei *c*, als wenn man mit der Normalplatte zwei mit gleicher Neigung schief geschnittene nach entgegengesetzter Richtung übereinander legt, während bei *d* die Erscheinung so werden muß, als wenn man die schief geschnittenen Platten senkrecht zueinander über die Normalplatte ordnet. In der Tat konnte v. Lasaulx durch Kombination solcher Platten aus Calcit die scheinbaren Anomalien des Rutils vollständig nachahmen.

Fig. 28.

Reakt.: Unschmelzbar v. d. L. Gibt mit Phosphorsalz eine nach dem Abkühlen violette Perle; bei beträchtlichem Gehalt an Fe erscheint die Farbe erst, nachdem sie auf Kohle mit metallischem Zinn geschmolzen wurde. Unlöslich in gewöhnlichen Säuren, schwerlöslich in einer Mischung von Fluß- und Schwefelsäure, löslich in geschmolzener Soda, leicht löslich in Fluorkalium und Fluorwasserstoff-Fluorkalium. Schmilzt man Rutil am Platindraht in einer Perle von Kaliumbisulfat, so wird diese, nach dem Erkalten mit Wasserstoffsuperoxyd betupft, bez. ihre Lösung im Wasser nach Zusatz von $H_2O_2$ orangegelb gefärbt.

Diagn.: Von den formverwandten Mineralien Cassiterit und Zirkon unterscheidet den Rutil die weit höhere Doppelbrechung und

die chemischen Reaktionen. Von den Titanmineralien Anatas und Brookit, sowie von Pseudobrookit die Krystallform und die Spaltung, von dem Perowskit das Fehlen des Ca. Die Isolation des Rutils aus Gesteinspulver gelingt leicht durch Behandlung mit Fluß- und Salzsäure.

Vork.: Der Rutil erscheint nur selten als ursprünglicher Gemengteil in eruptiven Felsarten. Seine Heimat ist das Schiefergebirge und auch dem Schichtgebirge ist er nicht fremd. Geo. W. Hawes (9) deutete die in den Granitquarzen viel verbreiteten langen und wegen ihrer winzigen Breite undurchsichtigen haarförmigen Interpositionen als Rutil, ohne allerdings einen strengen Beweis für die Zulässigkeit seiner Annahme zu liefern. M. Maclay-Miklucho (1) isolierte und maß Rutilkryställchen aus dem Glimmer des topasreichen Greifensteiner Granites, welche von mikroskopischem Cassiterit begleitet wurden. — G. H. Williams (10) bestimmte den Rutil als Interposition im Glimmer eines Dioritporphyrits aus dem Gneiß bei Unterkirnach im Schwarzwald. — K. A. Lossen (7) entdeckte denselben in eigentümlichen konkretionären Mineralgemengen im Kersantit von Michaelstein am Harz. Doch dürften diese als Einschlüsse zu deuten sein und aus dem Schiefergebirge stammen. — Er findet sich in langen Nadeln in den Andesiten von Pachuca in Mexico, Assuk in Grönland (Steenstrup) und von der Insel Packsaddle am Cap Horn (Hyades).

In Körnern und Krystallen, oft ganz von Quarz eingehüllt, ist der Rutil sehr allgemein in den Gneißen und Glimmerschiefern, sowie ihren Einlagerungen, zumal den amphibol- und augitreichen Gesteinen verbreitet; so ziemlich alle Forscher, welche derartige Gesteine beschreiben, erwähnen den Rutil unter seinem eigenen Namen oder unter der Bezeichnung Zirkon. Chemisch erwiesen wurde er darin von A. Sauer (11) und Alf. Cossa (12), eingehend u. a. beschrieben von v. Lasaulx (13), A. Bergeat (14) u. a.

Ebenso ist der Rutil in der Phyllitformation überaus reichlich verbreitet und wurde auch hier von A. Sauer im Erzgebirge, von Leop. van Werveke (15) in den Ardennen krystallographisch beschrieben und chemisch erwiesen. Die herzförmigen Zwillinge in den Wetzschiefern der Ardennen waren von A. Renard (16), der sie sehr genau studierte und abbildete, für Chrysoberyll gehalten. Aus Quarzphylliten von Innsbruck wurden sie von Pichler und Blaas beschrieben (17). Gerade in den phyllitischen Schiefern pflegen die Sagenitgewebe in vorzüglicher Schönheit ausgebildet zu sein.

Im Jahre 1871 machte F. Zirkel (18) auf äußerst winzige mikrolithische Nädelchen in den Ton- und Dachschiefern aufmerksam, welche er nicht unpassend mit kurzen Abschnitten brauner Haare verglich, und alle späteren Untersuchungen ergaben die weite Verbreitung dieser Gebilde, die man Tonschiefernädelchen nannte, in diesen Gesteinen. Sie wurden von Zirkel u. a. für Augit oder Hornblende gehalten, ohne daß diese Vermutung durch chemische oder andere Nachweise gestützt worden wäre. Den ersten Anlauf zu ihrer exakten Bestimmung machte E. Kalkowsky (19), welcher auf Grund einer an minimalem Material angestellten Analyse sie für Staurolith hielt. Trotzdem diese Deutung irrig ist, bleibt ihm das Verdienst, als der Erste die Isolation dieser unendlich winzigen Gebilde durchgeführt zu haben. Unter wesentlicher Benutzung seiner Isolationsmethode durch Flußsäure gelang alsdann A. Cathrein (20) der Nachweis, daß die Tonschiefernädelchen Rutil seien. Zu gleichem Resultat kam A. Sauer u. a. bei der Untersuchung analoger Vorkommnisse. Von dem Aussehen dieser Tonschiefernädelchen-Rutile gibt Bd. I. 2 Taf. II Fig. 2 eine Vorstellung.

Zu betonen ist die sehr auffallende örtliche Anhäufung der Rutilnädelchen in den kohlereicheren Teilen der Tonschiefer und Phyllite (21) und ihre meist vollkommene Freiheit von Einschlüssen, wenn man von kohligen Substanzen absieht. — Die Verbreitung des Rutils auch in den kalkigen und tonigen Sedimenten in Form von runden Körnern, abgerundeten Säulchen und noch ziemlich scharfen Kryställchen, aber nie in Nädelchen wies H. Thürach (22) nach. Hinweise auf eine primäre Entstehung des Rutils in diesen Felsarten fand er nicht.

In gesetzmäßiger, seltener in regelloser Verwachsung findet man den Rutil mit Eisenglanz; seine Säulchen liegen auf den Flächen von oR (0001) dieses Minerals in drei Systemen parallel den Zwischenaxen, wie Gerhard vom Rath erkannte und Hj. Gylling (23) mikroskopisch in Glimmerschiefern der Alpen beobachtete. Ferner mit Ilmenit (24) und Magnetit, vgl. S. 11. — Auch der Asterismus mancher Muscovite und Phlogopite soll auf der Einlagerung von Rutilnädelchen nach drei sich unter 60° schneidenden Systemen beruhen.

Die sekundäre Entstehung des Rutils aus Titanit wies P. Mann (25) in einem Eläolithsyenit der Serra de Monchique nach. — Sehr wahrscheinlich sind auch die in den zersetzten Biotiten der Tiefen- und Ergußgesteine, der Kersantite und Minetten, sowie in manchen unfrischen Phlogopiten der körnigen Kalke auftretenden Rutilnadeln und Sagenitgewebe aus einem ursprünglichen Ti-Gehalt ihrer Wirte hervorgegangen. Sie sind in ihren Wirten sehr oft parallel den Strahlen der Druckfigur geordnet. — Selten tritt solcher sekundärer Rutil in der Hornblende mancher Diorite (Umgebung von Barr in den Vogesen) auf. — A. Stelzner (26) fand ihn als Neubildung in zersetzten Gneißen von Freiberg i. S. — Die Paramorphose von Rutil nach Brookit von Magnet Cove, Arkansas, welche G. vom Rath beschrieben hatte, studierte Max Bauer (3) auch mikroskopisch.

Umwandl. Nicht selten ist der Rutil der krystallinen Schiefer, zumal der Amphibolite, von einer fasrigen oder körnigen, stark lichtbrechenden Substanz von weißer, gelblicher, auch grünlicher Farbe umrandet, welche mit dem von C. W. Gümbel Leukoxen genannten Umwandlungsprodukt des Ilmenits identisch ist. A. von Lasaulx (27) nannte dieselbe Substanz im Amphibolit von Lampersdorf in Schlesien Titanomorphit und hielt sie für Calciumbititanat, während A. Sauer sie in verwandten Gesteinen des Erzgebirges für $TiO_2$ ansprach. A. Cathrein (24) wies die Identität des Titanomorphits mit Titanit nach. Daß hier eine Pseudomorphose und nicht eine ursprüngliche Verwachsung vorliegt, geht daraus hervor, daß die Menge des Rutils und seiner Titanithülle in allen Verhältnissen vom zartesten Überzuge bis zu vollständiger Ersetzung des Rutils durch Titanit schwankt und daß in allen Stadien dieses Vorganges die äußeren Umrisse von Titanit und Rutil geometrisch ähnlich sind. — Dieser Prozeß geht bisweilen Hand in Hand mit einer Umwandlung von Rutil in Ilmenit. Solche mehr oder weniger vorgeschrittene Umwandlungen liegen nach von Lasaulx in dem sog. Nigrin vor. Der Vorgang beginnt damit, daß von den Rändern her und auf Spaltrissen nach den Prismenflächen feine Häute und dickere, zackig umgrenzte Lamellen vordringen, welche bei hinreichender Dünne bräunlich durchscheinend, bei größerer Dicke opak und metallglänzend erscheinen und endlich unter Erhaltung der Mikrostruktur des Rutils diesen mehr und mehr verdrängen.

Künstliche Darstellung. Rutil ist auf verschiedene Weisen künstlich dargestellt. A. Daubrée (28) erhielt Rutilkrystalle, als er durch Kohlendioxyd verdünnte Dämpfe von Wasser und Titanchlorid in einer rotglühenden Röhre aufeinander wirken ließ; Senarmont (29), indem er amorphe Titansäure in einer gesättigten Kohlensäurelösung im geschlossenen Rohr bei 200° C. erhitzte. — H. Sainte-Claire Deville und Caron (30) schmolzen in einem irdenen Tiegel Titansäure, Zinnoxydul und etwas Quarzpulver, durch dessen Einwirkung das sich bildende Zinntitanat unter Absatz von Rutilprismen zersetzt wird. Auch als er in rotglühender Porzellanröhre einen langsamen Strom von HCl oder HF über amorphe Titansäure hinstreichen ließ, entstanden Rutilkrystalle. — Hautefeuille (31) ließ einen Strom von Salzsäuredämpfen und Luft über ein Gemenge von Natriumtitanat und Chlorkalium hinstreichen und erhielt gleichfalls meßbare Rutilkrystalle; auch bei verschiedener Modifikation der Deville'schen Versuche und bei Anwendung anderer Schmelzmittel erhielt er den Rutil in nadelförmigen und tafelförmigen Kryställchen und in Sagenitform. — Derselbe Forscher (32) stellte den Rutil durch Auflösung von amorpher Titansäure in geschmolzenem Natriumwolframat oder -Vanadinat, in Chlorcalcium oder in sauren Silikaten dar. — L. Michel (33) erhitzte ein inniges Gemenge von 1 Teil Ilmenit mit $2^1/_2$ Teilen Pyrit mehrere

Stunden im Graphittiegel bei 1200°. Es bildete sich eine krystallinische, blättrige Masse von Magnetkies mit vielen Poren, auf deren Wandungen tiefblaue Rutilsäulchen saßen. In einer oxydierenden Atmosphäre erhitzt wurden die Kryställchen rötlich. — Br. Doss (34) studierte die Bildung von Rutil in der Phosphorsalzperle.

Literatur. (1) N. J. 1885. II. 88. — (2) Amer. Journ. **41**. 1891. 249. — (3) N. J. 1891. I. 217. — (4) Z. X. **8**. 1883. 59. — (5) N. J. 1884. I. 216; 1886. I. 147; 1889. I. 231. — (6) Z. X. **7**. 1882. 167. — (7) K. A. Lossen, Jahrbuch preuß. geol. Landesanstalt für 1880. 37. Berlin 1881. — (8) Ann. Min. **10**. 1876. pag. 80 des Sonderdrucks. — (9) Mineralogy and Lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 45. — (10) N. J. B. B. **2**. 1883. 617. — (11) N. J. 1879. 569 und N. J. 1881. I. 227. — (12) N. J. 1880. I. 162. — (13) Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn 1883. 3. Dezember. — (14) N. J. 1895. I. 232. — (15) N. J. 1880. II. 281 und N. J. 1884. II. 225. — (16) Mémoire sur la structure et la composition minéralogique du coticule et sur ses rapports avec le phyllade oligistifère. Bruxelles 1877. — (17) T. M. P. M. **4**. 1882. 513. — (18) Pogg. Ann. **144**. 1871. 319. — (19) N. J. 1879. 382. — (20) N. J. 1881. I. 169. — (21) H. Rosenbusch Mitt. d. Gr. Bad. geol. Landesanstalt **4**. 1899. 41. — (22) Verhandl. phys. med. Ges. Würzburg 1884. N. F. **18**. 273. — (23) N. J. 1882. I. 163. — (24) Al. Cathrein, Z. X. **6**. 1881. 244. — N. J. 1888. II. 151. — (25) N. J. 1880. II. 200. — (26) N. J. 1884. I. 273. — (27) N. J. 1879. 568. — Z. X. **4**. 1880. 162. — (28) C. R. **24**. 1849. 227. — (29) Ann. Phys. et Chim. **32**. 1851. 129. — (30) C. R. **46**. 1858. 764 und **53**. 1861. 161. — (31) C. R. **57**. 1864. 148 und **59**. 1865. 188. — (32) C. R. **90**. 1880. 868. — (33) Bull. Soc. min. Fr. **16**. 1893. 37. — (34) N. J. 1894. II. 147.

## Anatas.

Chem.: $TiO_2$.

Morph.: a : c = 1 : 1.7771. Nie derbe, stets in scharfen Krystallen von pyramidalem, weit seltener durch oP (001) tafelförmigem Habitus. Am häufigsten P (111), parallel der Basis gestreift, oft in Kombination mit oP (001). Ferner $\frac{1}{7}$P (117), allein oder mit oP (001). An mikroskopischen Krystallen von Nil St. Vincent in den Ardennen $\frac{5}{11}$P (5.5.11).[1]) Auch stumpfe verwendete Pyramiden und andere Formen kommen vor.

$111 : 1\bar{1}1 = 82° 9'$; $111 : 11\bar{1} = 43° 24'$; $117 : 1\bar{1}7 = 27° 39'$.

Koh.: Den vollkommenen Spaltbarkeiten nach oP (001) und P (111) entsprechen im Dünnschliff scharfe Risse, wenn die Kryställchen nicht so klein sind, daß sie ganz im Schliff liegen. — H. = 5.5—6. — Sp. G. = 3.82—3.95.

Opt.: Diamantglanz, bei dunkler Farbe ins Metallische neigend. — Farbe wechselnd in gelben, bräunlichen, indigoblauen, seltener grünlichen

[1]) Die Mittel aus zahlreichen gut übereinstimmenden Messungen an 10 Kryställchen sind:

| | gemessen | gerechnet |
|---|---|---|
| $5.5.11 : 5.\bar{5}.11$ | 64° 26′ | 64° 17′ |
| $5.5.11 : 5.5.\bar{1}\bar{1}$ | 82° 0′ | 82° 24′ |
| $5.5.11 : 111$ | 19° 15′ | 19° 30′ |
| $111 : 11\bar{1}$ | 43° 27′ | 43° 24′ |

Noch näher würde allerdings den beobachteten Winkeln die Formel $\frac{2}{5}\frac{3}{0}$P (23.23.50) entsprechen. — An einem anderen Krystall desselben Fundortes wurde die Kombination P (111) . $\frac{1}{7}$P (117) . P∞ (101) . $\frac{1}{7}$P∞ (107) beobachtet.

Tönen. Im durchfallenden Licht ebenso; nicht selten in konzentrischen Bändern parallel den Spaltrissen nach P (111), oder auch nach den Diagonalen dieser Spaltung wechselnd. — Lichtbrechung, Doppelbrechung und Dispersion hoch; optischer Charakter negativ.

| | | |
|---|---|---|
| $\omega_B = 2.511$ u. 2.515 | $\varepsilon_B = 2.476$ u. 2.467. | A. Schrauf (1). |
| $\omega_D = 2.534$ | $\varepsilon_D = 2.496$ u. 2.497. | |
| $\omega = 2.554$ | $\varepsilon = 2.493$. | Miller. |
| $\omega_{li} = 2.5183$ | $\varepsilon_{li} = 2.4523$. | A. E. Wülfing. |
| $\omega_{na} = 2.5618$ | $\varepsilon_{na} = 2.4886$. | „ |
| $\omega_{tl} = 2.6066$ | $\varepsilon_{tl} = 2.5262$. | „ |

$\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.0732$.

Wülfings Messungen, mit einem möglichen Fehler von $\pm$ 0.0003, wurden an einem Prisma aus dem gelben Anatas des Binnentals ausgeführt. — Pleochroismus schwach; bei blauen Krystallen O tiefblau, E hellblau; bei gelben fand A. von Lasaulx (2) O orange, E gelb. — Optische Anomalien sind häufig, besonders in den tiefer gefärbten Stellen der Krystalle, während die helleren Streifen sich normal verhalten. Sie äußern sich im parallel polarisierten Licht in einer engen Lamellierung, derzufolge eine Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols in keiner Stellung eintritt. Im konvergenten Lichte öffnet sich das Interferenzkreuz in Hyperbeln. E. Mallard (3), der dies Phänomen eingehend beschreibt, hielt daher den Anatas für mimetisch.

Reakt. wie bei Rutil. — Durch Glühen erhöht sich das spez. Gew. bis zu den für Rutil gültigen Werten.

Diagn.: Von Perowskit, Rutil, Brookit, Pseudobrookit, Cassiterit und Zirkon unterscheidet sich der Anatas durch seine Formen, seine Spaltung und seinen negativen optischen Charakter.

Vork. Der Anatas ist bis dahin nicht mit voller Sicherheit als ursprünglicher Gemengteil von Gesteinen beobachtet worden. Er scheint allenthalben als ein Umwandlungsprodukt von titanhaltigen Mineralien betrachtet werden zu müssen. So fand ihn J. S. Diller (4) als ein wahrscheinliches Umwandlungsprodukt von Titanit im Amphibolbiotitgranit der Troas und aus Ilmenit hervorgegangen im Schalstein von Redwitz bei Hof; Alf. Stelzner (5) im zersetzten Gneiß von Freiberg, wohl auf den Titangehalt des dunklen Glimmers zurückzuführen; G. Spezia (6) im Gneiß des Ossolatales; Ad. Schenk (7) im Diabas von Bochtenbeck im oberen Ruhrtal; H. Laspeyres (8) im Quarzporphyr von Halle; H. Thürach (9) in verschiedenen Graniten, Dioriten und krystallinen Schiefern, sowie in zahlreichen Grauwacken, Sandsteinen, Schiefertonen und Kalken aller Formationen vom Silur bis zum Tertiär, sowie in ihrem Detritus. J. B. Scrivener (15) beschreibt pyramidale und tafelförmige Krystalle (001) (111) von farblosem Anatas als häufig in den triadischen Sandsteinen des mittleren Englands. Sie sind durchweg zweiaxig mit kleinem 2E. Neben Brookit erscheint er als reichlicher Gemengteil in einem greisenartigen Granit der Gegend von Gengenbach im Schwarzwald. Recht gemein ist er in den chloritischen Umwandlungsprodukten der Diabasaugite und verwandter Pyroxene; ebenso begegnet man ihm häufig in den Spilositen und Adinolen der Diabaskontakthöfe und in den Sericitporphyroiden des Harzes und anderer Gegenden. — A. Lacroix (12) fand ihn in zersetzten Biotiten der Lamprophyre von Pranal bei Pontgibaud. — A. v. Lasaulx (2) beobachtete den Anatas in solcher Verbindung mit Rutil von Vannes im Morbihan, daß die Entstehung des ersten aus letzterem nicht unmöglich scheint. A. Lacroix (16)

erkannte, daß in diesem Fall der Rutil zuerst sich in Ilmenit umwandelte, aus dem dann der Anatas hervorging und bestimmte auch den ockerbraunen, vom Grafen Limur beschriebenen Hydrorutil als Anatas. Sonst kennt man mit Sicherheit umgekehrt den Rutil paramorph nach Anatas aus den Diamantsanden von Brasilien und vom Ural, welche beide Vorkommnisse von Max Bauer (10) auch mikroskopisch beschrieben wurden. Auf den Spaltrissen der blauen brasilianischen Anatase findet man bisweilen neugebildetes Titaneisen ähnlich, wie bei Rutils, (S. 52) beschrieben wurde.

Künstliche Darstellung. Gut meßbare künstliche Krystalle von Anatas erhielt P. Hautefeuille (11) durch die Wechselwirkung von Wasserdämpfen und Titanfluorid bei einer Temperatur, welche den Siedepunkt des Cadmium nicht überstieg und in Verbindung mit A. Perrey (13) durch Erhitzen gefällten Titandioxydes mit Chlorwasserstoffgas bei einer Temperatur von 700°. — Bekannt ist die zuerst von G. Rose beobachtete Bildung von Anatas in den Borax- und Phosphorsalzperlen, in denen vor dem Lötrohr Titansäure gelöst wurde. Man vgl. hierüber Br. Doss (14).

Literatur. (1) S. W. A. **42**. 1860. — (2) Z. X. **8**. 1884. 74. — (3) Ann. Min. **10**. 1876. — (4) N. J. 1883. I. 187. — (5) N. J. 1884. I. 271. — (6) Atti R. Accad. di Torino. **18**. 1882. — (7) Die Diabase des oberen Ruhrtales. Inaug.-Diss. Bonn 1884. 25. — (8) Z. D. G. G. **16**. 1864. 454. — (9) Verhdl. d. physik.-med. Ges. Würzburg 1884; N. F. **18**. 273. — (10) N. J. 1891. I. 232. — (11) C. R. **62**. 1864. 148. — (12) Bull. Soc. min. Fr. **14**. 1891. 191. — (13) Ann. Chim. et Phys. **21**. 1890. 419. — (14) N. J. 1894. II. 147. — (15) Min. Mag. **13**. 1903. 348. — (16) Bull. Soc. min. Fr. **24**. 1901. 425.

## Cassiterit.

Chem.: $SnO_2$, oft mit kleinen Mengen von Fe-, Mn- und Ta-Oxyden.

Morph.: a : c = 1 : 0.6723. — Krystalle pyramidal mit s = P (111), an einzelnen Fundorten stark gestreckt nach der Kante 111 : 1$\bar{1}$1 und scheinbar monoklin. Auch mit e = P∞ (101) und kleinen Flächen von a = ∞P∞ (100) und m = ∞P (110). — Seltener prismatisch mit terminalem s, e und z = 3P$\frac{3}{2}$ (321). — Zwillinge nach e (101), besonders bei pyramidalem Habitus; herzförmige Zwillinge nach 3P∞ (301), wie bei Rutil, beobachtete L. Bourgeois (1) an künstlichen Krystallen. — Subparallele und divergentstrahlige Aggregate. — Sehr oft in eckigen bis rundlichen Körnern.

$$111 : 11\bar{1} = 92^\circ\ 53'; \quad 111 : 1\bar{1}1 = 58^\circ\ 19'.$$
$$101 : 011 = 46^\circ\ 28'; \quad 101 : 10\bar{1} = 112^\circ\ 10'.$$
$$321 : 231 = 20^\circ\ 53'.5; \quad 321 : 3\bar{2}1 = 61^\circ\ 42'.$$

Koh.: Spaltung nach a (100) deutlich, nach m (110) undeutlich. — H. = 6—7; sp. G. = 6.8—7.1.

Opt.: Diamantglanz, auch Fettglanz, zumal auf Bruchflächen. Sehr selten farblos oder weiß, meistens braun, rot oder gelb, auch schwarz im auffallenden Lichte, nahezu farblos, gelblich, braun oder rötlich im durchfallenden Licht. Oft in Bändern, Streifen und Flecken, seltener in konzentrischen Zonen verschiedenfarbig. — Brechungsvermögen und Doppelbrechung hoch. Optischer Charakter positiv.

Am Cassiterit von Schlaggenwald ist nach Ulr. Grubenmann

für den roten Teil des Spektrums $\omega = 1.9793$ $\varepsilon = 2.0799$
„ „ gelben „ „ „ $\omega = 1.9966$ $\varepsilon = 2.0934$
„ „ grünen „ „ „ $\omega = 2.0115$ $\varepsilon = 2.1083$.

Am Cassiterit von Zinnwald nach J. Locke

$\omega_{li} = 1.9765$ $\varepsilon_{li} = 2.0748$
$\omega_{na} = 1.9923$ $\varepsilon_{na} = 2.0911.$

Nach A. Arzruni (2) an künstlichen Krystallen

$\omega_{li} = 1.9850$ $\varepsilon_{li} = 2.0817$
$\omega_{na} = 1.9965$ $\varepsilon_{na} = 2.0931$
$\omega_{tl} = 2.0093$ $\varepsilon_{tl} = 2.1045$
$\varepsilon_{na} - \omega_{na} = 0.0966 - 0.1068.$

Pleochroismus sehr schwach, im Dünnschliff nicht wahrnehmbar. — Optische Anomalien selten und schwach.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar. — Gibt mit Soda auf Kohle reduziert metallisches Zinn. — Durch die von Bunsen angegebene Perlenreaktion sind auch minimalste Spuren von Cassiterit nachweisbar. Man bringt die Probe in eine schwach von Kupfer blau gefärbte Boraxperle am Platindraht und erhitzt diese abwechselnd in dem unteren Reduktions- und Oxydationsraum der Bunsenflamme; die Perle wird dann mit rubinroter Farbe durchsichtig. — Wird von Säuren nicht angegriffen; schmelzendes Ätzkali löst ihn.

Diagn.: Vom Rutil unterscheidet den Cassiterit die schwächere Doppelbrechung und schlechtere Spaltbarkeit, vom Anatas der optische Charakter, vom Brookit und Pseudobrookit die Einaxigkeit, von allen diesen, sowie vom Perowskit und Zirkon die chemische Reaktion und das hohe sp. G. der leicht durch Fluß- und Schwefelsäure zu isolierenden Körner und Krystalle. — Nach F. Beijerinck (4) beschlägt sich ein Stückchen Cassiterit, auf Zinkblech in Salzsäure gelegt, nach kurzer Zeit ganz mit metallischem Zinn. Weitere elektrolytische Methoden gibt derselbe (l. c.) an.

Vork. Der Cassiterit hat seine Heimat in den Greisen und greisenartigen Graniten, von denen besonders die erzgebirgischen und cornwallisischen Vorkommnisse oft und genau untersucht wurden. M. Maclay-Miklucho (3) wies ihn neben Rutil im Lithionglimmer des Greifensteiner Granits, G. A. F. Molengraaf (5) auf Pegmatitgängen im Granit und in den kontaktmetamorphen Schiefern des Swazilandes bei Embabaan am Salband, A. Sauer (6) im Triberger Granitit bei Hornberg, F. Schalch auf Quetschzonen des Granits bei Friedenweiler im Schwarzwald, Alfr. Stelzner und A. Schertel (7) neben Quarzmikrolithen in der Freiberger Zinkblende nach. — In manchen cornwallisischen Graniten trifft man radialstrahlige Aggregate, welche an die Turmalinspärolithe in den Luxullianiten erinnern; die Nadeln sind optisch positiv und haben weit höheres Brechungsvermögen und Doppelbrechung als Turmalin.

Künstliche Darstellung. Die Vorkommnisse in der Natur, die zufällige Gewinnung bei Hüttenprozessen und die künstliche Darstellung des Cassiterits durch A. Daubrée (8) und H. Sainte-Claire-Deville (9) nach denselben oder analogen Methoden, wie sie zur Darstellung des Rutils führten, sprechen gleichmäßig für Sublimationsprozesse als Bildungsbedingungen. Doch waren nach J. H. L. Vogt (10) die künstlichen von A. Arzruni (2) untersuchten Cassiterite durch Oxydation von reinem geschmolzenem Zinn entstanden und F. Beijerinck (4) beobachtete sekundäre Cassiterite, die aus wäßriger Lösung entstanden wären, in den Zinngraniten von Banka und Billiton.

Literatur. (1) Bull. Soc. min. Fr. **11**. 1888. 58. — (2) Z. X. **25**. 1896. 469. — (3) N. J. 1885. II. 88. — (4) N. J. B. B. **11**. 444; und Jaarb. van het Mijnwesen in

Nederl. Oost-Indie. **28**. 1899. 86. — (5) Trans. geol. Soc. South-Afrika. Johannesburg **4**. 1898. 141. — (6) Erläuterungen zu Bl. Triberg der geol. Spezialkarte von Baden. 1899. 22. — (7) Jahrb. f. d. Berg- und Hüttenwesen im Königr. Sachsen auf das Jahr 1886. — (8) C. R. **29**. 1849. 227. — (9) C. R. **46**. 1858. 764 und **53**. 1861. 161. — (10) Z. X. **31**. 1899. 279.

## Zirkon.

Chem.: $ZrSiO_4$, oft mit einem kleinen Gehalt von $Fe_2O_3$.

Morph.: a : c = 1 : 0.64037. In Eruptivgesteinen streng idiomorph, von kurzprismatischem, seltener langprismatischem Habitus mit m = ∞P (110) glatt, a = ∞P∞ (100) rauh, terminal mit p = P (111), auch u = 3P (331) und anderen mP (hhl) mit m > 1. — An langprismatischen Krystallen oft herrschend x = 3P3 (311) Fig. 29 und Bd. I. 2 Taf. II Fig. 3. — Pyramidale Ausbildung mit herrschendem P (111) recht selten.[1]) — Die Zwillingsbildung nach e = P∞ (101) ist mikroskopisch nicht bekannt. Die Länge der mikroskopischen Zirkone scheint nur sehr selten unter 0.01 mm herabzugehen.

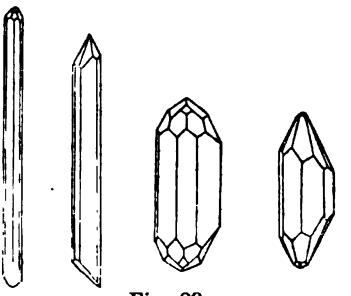


Fig. 29.
Nach J. P. Iddings.

— In Schicht- und Schiefergesteinen sind die Zirkone oft bis zur Kugel- und Eiform gerundet.

$111 : 1\bar{1}1 = 56^\circ\ 40'.5$ $\quad 331 : 3\bar{3}1 = 83^\circ\ 9'$ $\quad 311 : 3\bar{1}1 = 32^\circ\ 57'$
$111 : 11\bar{1} = 95^\circ\ 40'$ $\quad 331 : 33\bar{1} = 40^\circ\ 25'$ $\quad 311 : 100 = 31^\circ\ 43'$.

Koh.: Die wenig vollkommene Spaltung nach m (110) ist an den mikrolithischen Zirkonen nicht, an größeren Individuen besonders bei angenähert basalen Schnitten sehr deutlich; daneben Andeutungen einer Spaltbarkeit nach a (100). Bruch muschlig. — H. = 7.5. — Sp. G. = 4.2—4.86, normal etwa 4.7, stark sinkend mit einem sekundären Wassergehalt des Minerals bis 3.9 bei Malakon.

Opt.: Diamantglanz; auf a (100) und auf Bruchflächen fettig. Im auffallenden Lichte braun, rot, gelb, grau, selten farblos oder grünlich, im durchfallenden Lichte farblos bis lichtgelblich oder lichtrosa, selten bräunlich oder hellviolett. Oft verschiedenfarbig in Bändern parallel der äußeren Umgrenzung oder nach Kern und Schale, auch wohl in den Diagonalen des Prismas anders als parallel den Flächen.[2]) — Brechungsvermögen und Doppelbrechung hoch; optischer Charakter positiv.

[1]) Das sehr seltene oP (001) gibt H. H. Thomas (Q. J. G. S. **58**. 1902. 632) an Zirkonen der triadischen Sande des Bunter Pebble Bed zwischen Budley Salterton an der Südküste von Devon bis Fitzhead nördlich von Milverton in Somerset als ziemlich verbreitet an.

[2]) G. Spezia führt die Färbung der Ceyloneser Hyacinthen auf den geringen Eisengehalt zurück, da die Farbe verschwindet und wiederkehrt, je nachdem man das Mineral in einer reduzierenden oder oxydierenden Flamme behandelt. Von Kraatz-Koschlau und Wöhler (T. M. P. M. **18**. 304) wiesen eine organische Substanz in

Am Hyacinth von Ceylon $\omega = 1.960$ $\varepsilon = 2.015$ (Brewster)
$\omega_\varrho = 1.92$ $\varepsilon_\varrho = 1.97$ (Sénarmont)
$\omega_{na} = 1.9239$ $\varepsilon_{na} = 1.9682$ (Sanger)
am Zirkon von Miask $\omega_{na} = 1.9313$ $\varepsilon_{na} = 1.9931$ (Sanger).
$\varepsilon_{na} - \omega_{na} = 0.0443 - 0.0618$.

Licht- und Doppelbrechung nehmen stark ab bei sekundärem Wassergehalt, wie ihn der Malakon hat.[1])

Optische Anomalien sind bei den mikroskopischen Zirkonen nicht bekannt, bei Präparaten aus größeren Krystallen, zumal bei stärkeren Farbenverschiedenheiten und ausgesprochen schaligem Bau ist eine wenig deutliche lamellare Struktur und ein Zerfall des Interferenzkreuzes in Hyperbeln öfter wahrnehmbar. E. Mallard (2) rechnete daher den Zirkon zu den mimetischen Krystallen und hielt ihn für eigentlich monoklin.

Pleochroismus schwach. Nach W. Haidinger ist bei bräunlich perlgrauen Krystallen von Ceylon O nelkenbraun, E spargelgrün, bei blaßnelkenbraunen ebendaher O grauviolblau, E grauolivengrün, bei gelblichweißen O blaßblau. E blaßgelb. Im Dünnschliff ist der Pleochroismus nicht wahrnehmbar.

Reakt.: Unschmelzbar. Von Säuren wird Zirkon nicht merklich angegriffen, außer in feinem Pulver von heißer konzentrierter Schwefelsäure. Löslich in schmelzenden Alkalikarbonaten. Dabei entstehen unter gewissen Bedingungen hexagonale Täfelchen von $ZrO_2$.

Diagn.: Eine Verwechslung mit Cassiterit und mit Xenotim ist im Schliff möglich; doch unterscheidet den Zirkon die weit niedrigere Doppelbrechung vom Cassiterit. An isoliertem Material geben gegen-

---

den gefärbten Zirkonen nach und sehen in dieser das Pigment. G. Spezia (Atti R. Accad. Torino. **34**. 1899. Sitzung vom 18. Juni) verteidigt seine Ansicht mit guten Gründen, ohne indessen die Anwesenheit eines Kohlwasserstoffes zu leugnen.

[1]) Mit der Beziehung des auffallend stark schwankenden sp. G. zu der ebenso stark schwankenden Licht- und Doppelbrechung und den optischen Anomalien beschäftigten sich in neuester Zeit R. Koechlin (18) und S. Stevanovič (19). Dieser fand an braunen, einaxigen, optisch positiven Zirkongeschieben von Ceylon mit sp. G. = 4.06, das durch starkes Glühen auf 3.965 sank, so schwache Doppelbrechung, daß die von einem Prisma mit $\alpha = 24^\circ 18'$ gelieferten Bilder kaum zu trennen waren. $n_{na} = 1.8259$ sank durch starkes Glühen auf $n_{na} = 1.7914$, ebenso $n_{li} = 1.8163$ auf 1.7872. Dabei änderte sich die Farbe des Minerals von Braun in Zeisiggrün. — Zirkone mit dem sp. G. von etwa 4.7 verhielten sich optisch normal. Mit einem Prisma vom sp. G. = 4.654 fand Tornow

$\omega_C = 1.91778$ $\varepsilon_C = 1.97298$
$\omega_D = 1.93015$ $\varepsilon_D = 1.98320$
$\omega_F = 1.99279$ $\varepsilon_F = 1.99612$.

Zirkone, deren sp. G. zwischen 4.06 und 4.7 bei etwa 4.3 lag, zeigten die von Mallard u. a. beschriebenen und ähnliche optische Anomalien. An grünlichem Zirkon von Ceylon mit sp. G. = 4.33 stieg durch Glühen das sp. G. auf 4.66, die grüne Farbe verschwand. Das Lichtbrechungsvermögen stieg zur normalen Höhe und das zweiaxige Mittelfeld einer Platte nach (001) wurde vollkommen einaxig, während in den äußeren Schalen noch Störungen zurückblieben.

über dem Cassiterit dessen chemische Reaktionen, gegenüber Xenotim auch die höhere Härte und der höhere Brechungsexponent des Zirkons die Entscheidung.

Vork. Der für die Zirkone in hohem Grade charakteristische schalige Bau pflegt genau der äußeren Begrenzung parallel zu gehen, besonders scharf geradlinig in der Prismenzone, oft mehr oder weniger rundlich an den Polen. Sehr selten deuten die Anwachsstreifen auf andere Flächen, als die in der Umgrenzung des Krystalls auftretenden, insbesondere bedürfen wohl die Angaben über das Auftreten der Basis in dem Schalenbau der Bestätigung. — Einschlüsse sind nicht selten, aber gewöhnlich nicht zahlreich in einem Krystall, die starke Lichtbrechung erschwert ihre Bestimmung; sicher nachgewiesen sind Flüssigkeitseinschlüsse durch die Beweglichkeit ihrer Libellen. Einschlüsse ohne Libellen haben immer sehr breite Ränder der Totalreflexion und sind oft auffallend groß bei vielfach geschweiften oder gezackten Umrissen. Selten haben sie die Form ihres Wirtes. Ob sie als Glas- oder Gaseinschlüsse anzusehen seien, ist nicht sicher erwiesen. — Auch Apatit und unbestimmbare nadelförmige Mikrolithe treten als Interpositionen auf.

Der Zirkon ist als Nebengemengteil in den kieselsäurereicheren Tiefengesteinen der Granit-, Syenit-, Eläolithsyenit- und Dioritreihe, sowie ihrem Ganggefolge und ihren Effusivformen allverbreitet. Sehr spärlich erscheint er in den verschiedenen Ausbildungsformen gabbroider und peridotitischer, etwas häufiger in denen der theralithischen Magmen. Anscheinend findet man ihn stets reichlicher in den abyssischen, als in den effusiven Gesteinsformen. Aus den Eruptivgesteinen stammen auch die Zirkone der krystallinen Schiefer, insbesondere der Gneiße, und der Schichtgesteine. Hier zeigt er oft deutliche Geröllform, wenn schon es auch an recht scharfen Kryställchen nicht fehlt, zumal bei sehr geringen Größendimensionen. — Der Zirkon wurde früher sehr allgemein mit Rutil verwechselt und noch heute wird in petrographischen Hilfsbüchern die Rutilliteratur wohl auch unter Zirkon zitiert. Mit Sicherheit erkannt (wie die Abbildungen zeigen) wurde der Zirkon von G. Hawes (3) in Graniten; die weite Verbreitung und die petrographische Bedeutung des Zirkons zuerst richtig erfaßt und ausgesprochen zu haben, ist ein Verdienst von A. E. Törnebohm (4). In reinem Zustande aus den Gesteinen isoliert, durch qualitative Reaktionen und Winkelmessung bestimmt wurde er von Th. von Ungern-Sternberg (5) und H. Rosenbusch im Rapakiwi Finnlands, quantitativ analysiert von A. Renard (7) und K. v. Chrustschoff (8). Mit der Verbreitung des Zirkons in den verschiedensten Eruptiv- und Schichtgesteinen auf primärer und sekundärer Lagerstätte beschäftigt sich die Arbeit von H. Thürach (9). In den Sanden beschrieben ihn A. Michel-Lévy (10) und Uzielli (11) u. a. Besonders reichlich trifft man ihn in den aus Graniten oder aus dem Grundgebirge stammenden Sanden.

Allenthalben, wo der Zirkon als primärer oder authigener Gemengteil in den Gesteinen vorkommt, gehört er zu den allerältesten Bildungen derselben; daher sein strenger Idiomorphismus und sein Auftreten als Interposition in den übrigen mit ihm assoziierten Gemengteilen. Zweifelsohne ist er älter als alle Silikate, dagegen umschließt er Apatitmikrolithe und nicht mit voller Sicherheit ist sein Alter gegenüber den Erzen festzustellen. Um ihn herum treten gern in den Glimmern, Pyroxenen, Amphibolen, Cordieriten usw. die Bd. I. 1 § 186 besprochenen pleochroitischen Höfe auf (12).

Künstliche Darstellung. H. Sainte-Claire Deville und Caron (13) erhielten Zirkon in meßbaren Krystallen, als sie bei Rotglut Fluorsilicium auf Zirkonerde oder Fluorzirkonium auf Kieselerde einwirken ließen. — K. von Chrustschoff (14) gelang die Darstellung durch zweistündige Erhitzung gelatinöser Kieselerde und Zirkonerde bei Rotglut im dampfdichten Platintiegel.

Der Azorit Teschemacher's aus den Sanidiniten von San Miguel ist nach den Messungen und der Analyse von A. Osann (15), sowie nach den Beobachtungen von L. Hubbard (16) ein meist pyramidaler, seltener kurz prismatischer Zirkon. Beobachtet wurden neben P (111) und ∞P (110) auch 3P (331) und ∞P∞ (100). Die

Farbe ist wasserhell, weiß, schwach grünlich. Größe und Charakter der Doppelbrechung ist wie bei Zirkon. — Eug. Pacheco do Canto e Castro (17) beschreibt als Azorit ein zirkonähnliches Mineral von bräunlichroter Farbe mit starkem Pleochroismus, Absorption O>E und stärkerer Doppelbrechung als Zirkon, welches man eher für Xenotim halten möchte.

Literatur. (1) Benj. Frosterus, T. M. P. M. **13**. 1892. 178. — (2) Ann. Min. **10**. 1876. — (3) Mineralogy und Lithology of New Hampshire. Concord 1878. 75. — (4) G. F. i Stockholm Förhdl. **3**. 1876. Nr. 34. — (5) Untersuchungen über den finnländischen Rapakiwigranit. Inaug.Diss. 1882. Leipzig. — (6) Atti R. Accad. Tornio. **16**. 1881. — (7) Bull. Acad. Roy. Belgique **3**. 1882. Nr. 2. — (8) T. M. P. M. **7**. 1886. 423. — (9) Verhdl. d. physik.-mediz. Ges. Würzburg **18**. 1884. 273. — (10) Bull. Soc. min. Fr. **1**. 1878. 39. — (11) Atti R. Accad. Linc. (2) **3**. 1876. Roma. — (12) A. Michel-Lévy, C. R. **44**. 1882. — H. Gylling, G. F. i Stockholm Förhdl. **6**. 1882. 162. — (13) C. R. **32**. 1851. 625; **46**. 1858. 764 und **52**. 1861. 760. — (14) N. J. 1892. II. 233. — (15) N. J. 1887. I. 115 und N. J. 1888. I. 126. — (16) Sitzungsber. Niederrhein-Ges. Bonn 7. Juni 1886. — (17) Bull. Soc. min. Fr. **10**. 1887. 308. — (18) T. M. P. M. **20**. 1903. 368. — (19) Z. X. **37**. 1903. 247.

## Xenotim.

Chem.: $YPO_4$ mit wechselnden Mengen von Er und Ce, auch mit Th, Fe, U, Si, Al, Mn, Ca, Pb und Wasser.

a : c = 1 : 0.6187; — nach Brögger (1) a : c = 1 : 0.6260.

Morph.: Durchaus zirkonähnlich. Vorherrschend pyramidal, als Gesteinsgemengteil auch prismatisch mit o = P (111), m = ∞P (110), a = ∞P∞ (100); selten und untergeordnet e = P∞ (101), f = 2P∞ (201), u = 3P (331), 3P3 (311) u. a. F. Recht selten c = oP (001), nach W. C. Brögger (2) und Eug. Hussak (3). — Zwillinge nach e (101). — Rundliche Körner. — $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 82^\circ\ 22' - 83^\circ\ 2'$.

Koh.: Spaltbarkeit gut nach m (110). — Bruch uneben bis splittrig. — H. = 4—5. — Sp. G. = 4.45—4.59.

Opt.: Glasglanz auf Krystallflächen, auf Bruchflächen und an geröllten Körnern Fettglanz ins Harzartige. Farbe braun in verschiedenen Tönen, fleischrot, weingelb, graulichweiß im auffallenden Lichte, im durchfallenden farblos, gelblich, hellbräunlich. — Starke Lichtbrechung und Doppelbrechung, sehr ähnlich wie bei Zirkon. Optischer Charakter positiv.

Reakt.: Unschmelzbar v. d. L. Mit Schwefelsäure befeuchtet und in die Flamme gebracht, färbt er diese blaugrün. Konzentrierte Schwefelsäure zersetzt ihn beim Kochen, bei Zusatz von Wasser tritt klare Lösung ein (Rammelsberg).

Diagn.: Vom Titanit und Monazit unterscheidet ihn die Einaxigkeit, vom Anatas der optische Charakter und die Spaltung, vom Cassiterit und Rutil die geringere Doppelbrechung, von allen diesen mit Ausnahme des Monazits und vom Zirkon die chemische Reaktion und die geringe Härte.

Vork. Der Xenotim kommt in größeren Krystallen auf Pegmatitgängen der Granite, seltener der Eläolithsyenite vor. Als sehr verbreiteten Übergemengteil in

kleinen Individuen von 0,2 bis höchstens und selten 1 mm Länge wies ihn Orville A. Derby (4) in gangförmigen Muscovitgraniten Brasiliens und in den Flußsanden nach, die aus granitischen Gesteinen stammen. Er betont den Muscovitgehalt der Xenotim führenden Granite und Gneiße und die konstante Assoziation des Xenotims mit Zirkon und Monazit. — Eug. Hussak (3) fand in den Xenotimen brasilianischer Sande den Zirkon als Einschluß teils in paralleler Verwachsung, teils parallel der Pyramidenkante geordnet. Eine Trübung der Krystalle rührt oft von Flüssigkeitseinschlüssen, in anderen Fällen von einer Wasseraufnahme her, ähnlich wie diese aus dem klaren Zirkon den trüben Malakon macht.

Literatur: (1) G. F. i Stockholm Förhdl. **6**. 1883. 744. — (2) Z. X. **16**. 1890 68. — (3) T. M. P. M. **12**. 1892. 465. — (4) Amer. Journ. **41**. 1891. 308.

## Hussakit. [1])

Chem.: $3P_2O_5 . SO_3 . 3R_2O_3$, worin $3R_2O_3$ zu 43.4 % aus Yttriumoxyd, zu 14.8 % aus Erbiumoxyd, zu 2.0 aus Gadoliniumoxyd besteht.

$$a : c = 1 : 0.6208.$$

Morph.: m = ∞P (110), o = P (111), öfter mit p = 3P (331), sehr selten a = ∞P∞ (100). Prismatische Krystalle von 2—3 mm Länge und 1—2 mm Dicke. — Rundliche gerollte Körner. — $111 : \bar{1}11 = 82^\circ 28'$.

Koh.: Sehr gute Spaltbarkeit nach m (110). — Bruch uneben. — H. = 5. — Sp. G. = 4.587.

Opt.: Glasglanz auf frischen Krystallflächen, Fett- bis Perlmutterglanz bei abgerollten Krystallen und Körnern. — Farbe gelblichweiß, honiggelb, braun bis dunkelbraun, im durchfallenden Lichte farblos, gelblich bis hellbräunlich. Starke Lichtbrechung und sehr hohe positive Doppelbrechung.

$$\omega_{li} = 1.7166 \qquad \varepsilon_{li} = 1.8113$$
$$\omega_{na} = 1.7207 \qquad \varepsilon_{na} = 1.8155$$
$$\omega_{tl} = 1.7244 \qquad \varepsilon_{tl} = 1.8196$$
$$\varepsilon_{na} - \omega_{na} = 0.0948.$$

Reakt.: Gibt nach anhaltender Behandlung nicht zu kleiner Mengen mit Soda auf Kohle die Hepar-Reaktion.

Diagn.: Vom Zirkon unterscheidet ihn die stärkere Doppelbrechung vom Cassiterit die niedrigere Lichtbrechung, von beiden der mikrochemische Nachweis von Phosphorsäure und Yttrium, dieses als Sulfat.

Vork. Der früher als Xenotim beschriebene Hussakit wurde von E. H. Kraus und J. Reitinger (1) in Sanden von Dattas bei Diamantina in Minas Geraes erkannt und untersucht. Dieselben schließen aus den oben mitgeteilten Resultaten der Untersuchung, daß der Xenotim ein unfrischer, seines $SO_3$-Gehalts beraubter Hussakit sei und stützen diesen Schluß durch den Nachweis, daß fein gepulverter Hussakit schon nach kurzer Behandlung mit Sodalösung auf dem Wasserbade Schwefelsäure abgibt und daß auch opake Krystalle des Xenotims von pyramidalem Habitus aus den Sanden von Bandeira de Mello (Bahia) noch einen Gehalt an $SO_3$ erkennen ließen. Auch ein Xeno-

[1]) Nach Hussak und Reitinger (Z. X. **27**. 1903. 563) ist es nicht unwahrscheinlich, daß alle frischen Xenotime Schwefelsäure enthalten. Dann fällt der Name Hussakit weg und die $SO_3$-freien Xenotime sind eben nur unfrisch.

tim von Hitterö erwies sich noch $SO_3$-haltig; dagegen erwiesen sich $SO_3$-frei die Xenotime von Arendal, Raade bei Moss und andere von Hitterö. — Über die Verbreitung des Hussakits in Kaolinerden und Kaolinsandsteinen, sowie einigen granitischen Felsarten berichtet H. Rösler (2), der auch an Hussakiten von Hirschau bei Amberg in der Oberpfalz und von Ottowitz bei Karlsbad einen schwachen Pleochroismus angibt, wobei O blaßrosa, bezw. licht gelbbraun, E bräunlichgelb, bezw. graubraun war.

Literatur. (1) Z. X. 34. 1901. 270. — (2) L. J. B. B. XV. 231. 1902 und Z. X. 36. 1902. 258.

## Skapolithgruppe.

Chem.: Isomorphe Mischungen zweier im reinen Zustande nicht bekannten Verbindungen

$$Al_2(Si_3O_8)_3Na_4(AlCl) = Ma$$
$$Al_6(SiO_4)_6Ca_2(CaOCa) = Me.$$

Die erste Verbindung (Marialithmolekül) ist mit 84 % im vesuvischen Marialith, die zweite (Mejonitmolekül mit 88 % im vesuvischen Mejonit vorhanden. Nach G. Tschermak (1), der die chemischen Beziehungen dieser feldspatähnlichen Familie von äußerst wechselnder chemischer Zusammensetzung erleuchtete, bezeichnet man alle Mischungen innerhalb der Grenzen von $Ma_1\ Me_0$ bis $Ma_2\ Me_1$ als Marialithe, diejenigen von $Ma_2\ Me_1$ bis $Ma_1\ Me_2$ als Mizzonite, diejenigen von $Ma_1\ Me_2$ bis $Ma_0\ Me_1$ als Mejonite.

a : c = 1 : 0.4393 (Mejonit); a : c = 1 : 0.4424 (Mizzonit); 1 : 0.4417 (Marialith).

Morph.: Prismatisch m = ∞P (110), a = ∞P∞ (100), f = ∞P2 (210), o = P (111), t = P∞ (101), f = 3P3 (311), auch c = oP (001). Die Krystallformen pflegen nur dann deutlich zu sein, wenn das Mineral in körnigen Kalken als Gemengteil auftritt, sonst bildet es stenglige Aggregate und unregelmäßige Körner.

111 : 1$\bar{1}$1 = 43° 49′ für c = 0.4393 111 : 110 = 58° 9′
311 : 100 = 39° 39′ 101 : 001 = 23° 43′.

Koh.: Gute Spaltbarkeit nach a (100), weniger deutlich nach m (110). Bruch flachmuschlig bis uneben. — H. = 5—6. — Sp. G. mit dem Gehalt an Me wachsend von 2.566 im Marialith bis 2.735 im Mejonit.

Opt.: Glasglanz, öfter harzartig zumal auf Bruchflächen. Farblos, weiß, grau, auch bläulich, grünlich, rötlich bis braun; im durchfallenden Lichte farblos, selten mit Stich ins Rötliche, Gelbliche, Grüne oder Bräunliche. Lichtbrechung und Doppelbrechung schwach, steigend mit dem Gehalt an Me. Optischer Charakter negativ. — Den Wechsel in den optischen Konstanten zeigt die folgende Tabelle. Leider fehlt es an dem strengen Nachweis ihres Zusammenhanges mit der chemischen Konstitution, da an einer und derselben Lokalität nachweislich verschiedene Mischungsverhältnisse von Ma und Me vorkommen. Immerhin ist die ausgesprochene Gesetzmäßigkeit wohl erkennbar.

| Fundort | Farbe | $\omega$ | $\varepsilon$ | $\omega_{na}-\varepsilon_{na}$ | |
|---|---|---|---|---|---|
| Dipyr, Pouzac | $_{na}$ | 1.5545 | 1.5417 | 0.0128 | G. Lattermann |
| Mizzonit Vesuv | $_{li}$ | 1.5549 | 1.5404 | | E. A. Wülfing[1]) |
| | $_{na}$ | 1.5580 | 1.5434 | 0.0146 | „ |
| | $_{ti}$ | 1.5611 | 1.5463 | | „ |
| Mejonit Vesuv | $_{na}$ | 1.563 | 1.545 | 0.018 | P. Franco (2) |
| „ „ | $_{na}$ | 1.5657 | 1.5459 | 0.0189 | Kohlrausch (4) |
| Skapolith Arendal | $_{na}$ | 1.5697 | 1.5485 | 0.0212 | Zimanyi (3) |
| Wernerit Arendal | $_{Eosin}$ | 1.5863 | 1.5622 | | E. A. Wülfing[2]) |
| | $_{na}$ | 1.5894 | 1.5548 | 0.0346 | „ |
| Mejonit Vesuv | $_{na}$ | 1.594—1.597 | 1.561—1.558 | 0.036 | Des Cloizeaux (5) |

Es seien ferner von bekannten Abarten angeführt:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Nuttalith Bolton Mass. | $_{na}$ | 1.583 | 1.552 | 0.031 | A. Lacroix (6) |
| Glaukolith Baikal | $_{na}$ | 1.581 | 1.551 | 0.030 | „ |

Optische Anomalien kommen nur spärlich vor und zeigen sich in der Öffnung des Interferenzkreuzes in basischen Schnitten im konvergentpolarisierten Lichte. — Pleochroismus wurde von Haidinger (7) am Glaukolith beobachtet.

Reakt.: Die Skapolithe schmelzen v. d. L. unter Anschwellen zu einem weißen blasigen Glase. Schm.-P. für Mejonit Somma 1330° nach Brun. — Die basischeren Mischungen von Me bis $Me_3$ $Ma_1$ werden durch Säuren vollkommen oder fast vollkommen zersetzt, die mittleren Glieder der Reihe von $Me_2$ $Ma_1$ bis $Me_1$ $Ma_2$ werden von Säuren nur wenig, die Marialithe gar nicht angegriffen.

Diagn.: Von den Feldspaten, dem Cordierit und dem Zoisit unterscheiden sich die Skapolithe durch die höhere Doppelbrechung, die Einaxigkeit und die Spaltung, vom Quarz durch den optischen Charakter, die Spaltung und die höhere Doppelbrechung, von dem Prehnit und den hellen Glimmern mit scheinbarer Einaxigkeit durch die Spaltung, vom Andalusit durch die stärkere Doppelbrechung und die Einaxigkeit.

Vork. Die gesteinsbildenden Skapolithe sind noch zu wenig genau untersucht, um sie mit Sicherheit einer der drei Hauptgruppen einreihen zu können; doch scheint es, als wenn die Mischungen von mittlerem und höherem Kieselsäuregehalt besonders verbreitet wären.

Interpositionen, welche für die Mineralien dieser Familie konstant und charakteristisch wären, sind nicht bekannt. Man trifft neben den mit ihnen assoziierten Gesteinsgemengteilen, zumal mit Epidot, Calcit, Diopsid, Aktinolith, Magnetit, Pyrit, Feldspat in weiter Verbreitung Flüssigkeitseinschlüsse in regellosen Gestalten oder auch in der Krystallform des Wirtes, öfter auch bisher nicht bestimmbare bräunliche Mikrolithe zumal in dunkler gefärbten Abarten dieser Familie. Wo die Skapolithe epigenetisch aus anderen Mineralien (Feldspaten) hervorgingen, enthalten sie stellenweise die Interpositionen des Mutterminerals.

---

[1]) Das angewandte Prisma lag mit einer Fläche genau in der Prismenzone, wich mit der zweiten Fläche um 36′ daraus ab.

[2]) Die Kante lag bis auf 20′ genau parallel der Hauptaxe; die Fehlergrenze der Messungen ist $\pm$ 0.0002.

Den Atmosphärilien widerstehen die Skapolithe nur wenig; sie wandeln sich unter deren Einfluß leicht von der verbreiteten Querabsonderungsfläche und den Spaltdurchgängen aus in faserige, bis dahin nicht sicher bestimmte, wegen ihrer geringen Doppelbrechung dem Zoisit nicht unähnliche Substanzen, oder in lamellare Aggregate von Kaolin oder Muscovit um. Auch die Umwandlung in Carbonate ist ein mehrfach beobachteter Vorgang, welcher wohl zur eigentlichen Verwitterung zu rechnen ist. — A. Lacroix (25) beschreibt aus den Kontaktkalken an den Lherzolithen und Ophiten der Pyrenäen eine Pseudomorphose von Dipyr, bei welcher sich um einen frischen Kern von Dipyr innerhalb des Krystallraumes eine Schale von strahlig-blättrigem Phlogopit legt, während um diese Pseudomorphosen herum ein Aggregat von körnigem Forsterit und Spinell folgt. In anderen Fällen ist innerhalb der Phlogopitschale statt des frischen Dipyr dasselbe Forsterit-Spinell-Aggregat vorhanden, welches im ersten Fall außen lag.

Der Mejonit bildet aufgewachsene Krystalle und scheint nicht eigentlich gesteinsbildend vorzukommen. Die älteren Angaben von G. vom Rath (8), Wedding (9) und Vogelsang (10) über das Auftreten desselben als Gemengteil in den Trachyten von Monte di Cuma, vom Arso auf Ischia, von Pianura (Piperno), in den Vesuvlaven und im Quarztrachyt von Campiglia scheinen sich nicht zu bestätigen.

Vorbehaltlich weiterer Trennung sollen hier mit Ausnahme der Dipyre die gesteinsbildenden Mineralien der Skapolithgruppe als Skapolithe schlechthin bezeichnet werden. Dieselben treten nirgends in den Eruptivgesteinen als primäre Gemengteile auf, entwickeln sich darin aber gelegentlich auf Kosten der Feldspate. So zeigte A. Michel-Lévy (11), daß die von Brögger und Reusch (12) als gefleckter Gabbro bezeichnete Ausbildungsform des mit dem Apatit von Oedegaarden bei Bamle auftretenden hyperitischen Gabbros wesentlich aus Skapolith und Hornblende bestehe, und Hj. Sjögrén (13) beschreibt eingehend die Übergangsformen zwischen dem normalen und dem umgewandelten Gabbro. Dieser Skapolith läßt sich nach den Analysen von Michel-Lévy und Wenghell und nach dem sp. G. = 2.63 an das saure Ende der Mizzonitreihe stellen. — Ebenso kommt ein Skapolith in ziemlicher Verbreitung in manchen stark epidotisierten und uralitisierten südfranzösischen Ophiten von Saint-Lary, Eup, Garraux und Bézius gleichfalls als ein Umwandlungsprodukt des Plagioklas vor und gehört nach Gewicht und chemischen Reaktionen ebenfalls an die Grenze der Mizzonit- und Marialithreihe. — Die wahre Heimat der Skapolithe ist jedoch das Gebiet der krystallinen Schiefer, wo sie nicht nur in den Kalkeinlagerungen derselben, sondern auch als Gemengteile der Gneiße, zumal der kalkreichen, und Epidot- oder Pyroxen-führenden Varietäten auftreten. In solchen Vorkommnissen beschrieben ihn zuerst Fr. Becke (14) und A. E. Törnebohm (15). Ersterer bespricht den Skapolith aus calcithaltigen Augitgneißen von Mühlfeld und Weißenkirchen, in denen er auch mit einem salitartigen dunkelgrünen Pyroxen gemengt, eine selbständige Einlagerung zwischen Speckenthal und Großmotten bildet und in calcitreichen Augitgneißen von Gföhl unfern Krems in Niederösterreich. Die von Törnebohm besprochenen Skapolithe treten im hornblende- und titanitführenden Epidotgneiß vom Brunsberg Tunnel in Wermland, im hornblendeführenden Gneiß von Gottenvik in Östergötland und im Augitgneiß vom Südostende des Sees Hemträsket auf Ornö, O. von Dalarö, auf. Später zeigte A. Lacroix (16) die weite Verbreitung verwandter Felsarten.

Unter den Amphiboliten gibt es eine weitverbreitete, zumal aus Norwegen, aus Canada durch Frank D. Adams (17), aus dem Massailande durch O. Mügge (18), aus Frankreich durch A. Lacroix u. a. O. bekannt gewordene Abteilung mit konstantem und reichlichem Skapolithgehalt. — Ähnliche paragenetische Verhältnisse besitzen auch die Wernerite, der Glaukolith vom Baikalsee, der Ekebergit von Hesselkulla, der Passauit von Obernzell bei Passau und andere Skapolithvarietäten.

Zu den Skapolithen, in welchen das Marialithmolekül das herrschende ist, gehören der Dipyr und der Couzeranit. Beide Mineralien sind wohl als identisch zu betrachten und die Abweichungen der an ihnen angestellten Analysen zum größten Teil dadurch bedingt, daß von dem letzteren kein reines Material zu beschaffen ist. Der

Dipyr findet sich in kontaktmetamorphen Kalken und Schiefern der Pyrenäen, zumal bei Pouzac unfern Bagnères de Bigorre, bei Angoumer unfern Luzénac und Libarens bei Mauléon, wo ihn Gillet de Laumont und Lelièvre entdeckten. In den körnigen Kalken pflegt er in der vertikalen Zone stets gut auskrystallisiert zu sein, während er in den Schiefern unregelmäßig rundliche und elliptische Durchschnitte zeigt. In den Kalken ist er ziemlich frei von Einschlüssen, wenn man von dem leicht zu entfernenden Calcit absieht, und wird demzufolge wasserhell durchsichtig, solange er frisch ist. In den Schiefern ist der Dipyr oft vollkommen erfüllt mit kohligen Partikelchen, Muscovitblättchen, Rutilnädelchen und Quarzkörnchen und erscheint dann im auffallenden, sowie bei schwachen Vergrößerungen im durchfallenden Licht gelblich, rötlich, bläulich oder nahezu opak. Diese Interpositionen sind meistens regellos durch die ganze Masse des Dipyrs verbreitet, seltener zentral angehäuft. — Noch massenhafter treten diese Einschlüsse, welche die Gemengteile der Muttergesteine sind, in dem Couzeranit auf; zumal die kohligen Substanzen sind darin so reichlich vorhanden, daß derselbe im auffallenden Lichte schwarz, im durchfallenden bei schwacher Vergrößerung violett bis bläulich erscheint. Auch der Couzeranit bildet unregelmäßige Körner oder aber quadratische, beziehungsweise oktogonale Säulen ohne terminale Flächen. Er ist leicht zu verwechseln und auch vielfach verwechselt worden mit Andalusit. Die Beobachtung der Querschnitte im konvergenten polarisierten Lichte bewahrt leicht vor Irrtum. Auch die Couzeranit genannten Dipyre (Charpentier stellte die Spezies nach dem Vorkommen von Saleix auf) sind Kontaktmineralien in Kalken und Schiefern. Mikroskopische Beschreibungen der Dipyre gaben Zirkel (19), Fischer (20), v. Lasaulx (21) und V. Goldschmidt (22).

Die künstliche Darstellung der Skapolithmineralien ist bis heute nicht mit Sicherheit gelungen. Als Fouqué und Michel-Lévy (23) den aus Gabbro hervorgegangenen Amphibol-Skapolithfels von Bamle schmolzen und aus Schmelzfluß krystallisieren ließen, erhielten sie sehr bezeichnenderweise ein Aggregat von Labrador und Augit. — Bourgeois (24) versuchte die künstliche Darstellung des Mejonits aus einem Schmelzfluß von der Zusammensetzung 6 CaO, 4 $Al_2O_3$, 9 $SiO_2$ und erhielt Anorthit. Nach einem Zusatz von Natron krystallisierte derselbe zu einem Aggregat quadratischer Wachstumsformen, die aber optisch positiv waren. Als er ein reines Labradorglas mit Stückchen von Marmor zusammenschmolz, bildeten sich bei der Abkühlung Anorthitaggregate, neben denen ein optisch negatives quadratisches Mineral zu beobachten war, welches er für Mejonit hält.

Literatur. (1) S. W. A. **88**. 1883. Nov. — (2) Z. X. **26**. 1896. 217. — (3) Z. X. **22**. 1894. 336. — (4) Z. X. **2**. 101. — (5) Manuel de Minéral. Paris 1862. 222. — (6) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 357. — (7) S. W. A. **13**. 1854. 16. — (8) Z. D. G. G. **18**. 1866. 608. 626. 633. — (9) Z. D. G. G. **10**. 1858. 382. — (10) Philosophie der Geologie. Bonn. 1867. 143 und Erklärung zu Taf. II. — (11) Bull. Soc. min. Fr. **1**. 1878. 43. — (12) Z. D. G. G. **27**. 1875. 646. — (13) G. F. i Stockholm Förhdl. **6**. 1882. 469. — (14) T. M. P. M. **4**. 1882. 369 et passim. — (15) G. F. i Stockholm Förhdl. **6**. 1882. 193. — (16) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 83—360. — (17) Amer. Journ. **17**. 1879. 317. — (18) N. J. B. B. IV. 1886. 583. — (19) Z. D. G. G. **19**. 1867. 202. — (20) Kritische, mikroskop.-mineral. Studien. 1. Fortsetzung Freiburg i. B. 1871. 52. — (21) N. J. 1872. 848. — (22) N. J. B. B. I. 1880. 225. — (23) Bull. Soc. min. Fr. **2**. 1879. 112. — (24) C. R. **94**. 1882. 228 und Bull. Soc. min. Fr. **5**. 1882. 15. — (25) Bull. Soc. min. Fr. **24**. 1901. 14.

## Gehlenit.

Chem.: $Ca_2(AlO)_2Si_2O_8$, mit kleinen Mengen von MgO, FeO und $Fe_2O_3$.

$$a : c = 1 : 0.5658. \quad — \quad 101 : 001 = 29^0\ 30'.$$

Morph.: Dicktafelförmig, anscheinend würfelförmig. In den Gesteinen anscheinend nur m = ∞P (110) mit c = oP (001). — Sehr selten a = ∞P∞ (100), f = ∞P2 (210), o = P∞ (101) u. a. F. — Rundliche Körner; derbe.

Koh.: Wenig gute Spaltbarkeit nach (001) und (110), im Dünnschliff erkennbar. H. = 5.5—6, — sp. G. = 2.9—3.1.

Opt.: Geringer Glanz, glasig bis fettig. Farbe grau ins bräunliche oder grünliche; im durchfallenden Lichte farblos. — Mittleres Brechungsvermögen, geringe negative Doppelbrechung. A. Michel-Lévy und A. Lacroix geben $\omega = 1.663$, $\varepsilon = 1.658$, also $\omega - \varepsilon = 0.005$. E. A. Wülfing maß mit Babinetschem Kompensator $(\omega - \varepsilon)_{li} = 0.00635$, $(\omega - \varepsilon)_{na} = 0.00618$, $(\omega - \varepsilon)_{tl} = 0.00621 \pm 0.0001$.

Reakt.: V. d. L. schwer schmelzbar zu grauem Glase. Gelatiniert leicht mit HCl.

Diagn.: Vom Apatit unterscheiden den Gehlenit die Krystallform und die Spaltung; vom Vesuvian die niedrigere Lichtbrechung und der geringe Widerstand gegen Säuren, vom Fuggerit die Gelatination, vom Melilith die Interferenzfarbe dünner Schliffe und die Mikrostruktur.

Vork. Das natürliche Vorkommen des Gehlenits war lange auf die kontaktmetamorphen Triaskalke vom Monzoni in Tirol und auf Orawitza im Banat beschränkt. Von letztem Fundorte beschrieb ihn G. Tschermak (1). Er schließt gern Calcit ein, seltener Fassait und Vesuvian. Eine Pseudomorphose von Fassait nach Gehlenit beschreibt Al. Cathrein (2) von Le Selle im Monzonigebirge und von der Malgola bei Predazzo, eine solche von Grossular nach Gehlenit derselbe (2) von dem erstgenannten Fundorte. — R. Brauns (6) wies den Gehlenit am Horberig im Kaiserstuhl als Gemengteil eines Kontaktgesteins zwischen Hauynophyr und Kalkstein im Gemenge mit Hauyn, Barytbiotit, Melanit, Augit und etwas Olivin oder Forsterit nebst Calcit nach.

Künstliche Bildung. Der Gehlenit bildet sich nicht selten in Hochofenschlacken, aus denen J. H. L. Vogt (3) und Ph. Heberdey (4) ihn beschrieben. Die künstliche Darstellung aus Schmelzfluß gelang Bourgeois (5).

Literatur. (1) T. M. M. 1873. 214. — (2) T. M. P. M. 8. 1887. 408. 412. — (3) Archiv för Mathem. og. Naturvid. Christiania 1891. 96. — (4) Z. X. 26. 1896. 19. — (5) Ann. Chim. et Phys. 19. 1883. — (6) Ber. Oberhess. Ges. für Natur- u. Heilkunde. Gießen 1898.

Fuggerit nannte E. Weinschenk (Z. X. 27. 1897. 577) ein dem Gehlenit nahe stehendes Mineral von der Zusammensetzung $SiO_2$ 34.04, $Al_2O_3$ 17.97 $Fe_2O_3$ 3.49 MgO 4.89 CaO 37.65 $Na_2O$ 2.04, Spuren von MnO und $K_2O$, unlöslich 0.12. Sa. 100.20. — Dickere quadratische Tafeln. Spaltung nach oP (001) vollkommen. — H = 6.5. — Sp. G. 3.175—3.18. — Apfelgrün, durch Verwitterung weißlich und trübe werdend. Für Na-Licht anscheinend isotrop, $\omega_{na} = \varepsilon_{na} = 1.691$, für andere Wellenlängen sehr schwach doppelbrechend. Dementsprechend in dünneren Blättchen ohne erkennbare Doppelbrechung, in dickeren Blättern indigoblau zwischen gekreuzten Nicols. — Leicht löslich in verdünnten Mineralsäuren unter Ausscheidung pulveriger $SiO_2$. — Stark durchwachsen mit Calcit. Bildet einen Gemengteil der Hornfelse an der Grenze des Monzonits beim Aufstieg vom Monzonitale nach Le Selle und tritt auch mit Calcit aggregiert nesterartig in diesem auf.

## Vesuvian.

Chem.: $Al_2(SiO_4)_5Ca_6(AlOH)$, worin Al durch $\overset{III}{Fe}$, Ca durch Mg, Mn, Fe, OH durch F in wechselnden Mengen vertreten wird. Kleine Mengen

von Alkalien kommen oft, $B_2O_3$ an wenigen Fundorten (Wilui, Arendal), $Cr_2O_3$ im uralischem Vesuvian, CuO im Cyprin und Jevreinovit vor. — Nach Weingarten (Inaug.-Diss. Heidelberg 1901) wäre die Formel $Si_2O_7 . AlOH . Ca_2$ mit Vertretung von Al durch $\overset{III}{Fe}$, OH durch F, Ca durch Mg, Mn, Fe.

a : c = 1 : 0.5372, etwas schwankend.

Morph.: u = P (111), e = P∞ (101), s = 3P3 (311), m = ∞P (110), a = ∞P∞ (100), f = ∞P2 (210), c = oP (001). — Habitus kurz bis schlank säulenförmig mit großer Basis und kleinen Pyramidenflächen, selten pyramidal. — Stenglige Aggregate. Rundlich-eckige Körner. Derbe Massen.

| | | |
|---|---|---|
| 111 : 1$\bar{1}$1 = 50° 39′ | 101 : 011 = 39° 6′ | 311 : 3$\bar{1}$1 = 31° 38′ |
| 111 : 001 = 37° 13′.5 | 101 : 001 = 28° 15′ | 311 : 100 = 35° 10′ |

Koh.: Spaltung undeutlich nach m und a; im Dünnschliff sieht man nur wenig vollkommene Spaltrisse nach einer dieser Formen. Bruch uneben bis flachmuschlig. — H. = 6.5. — Sp. G. = 3.35—3.47.

Opt.: Glasglanz ins Fettige neigend, zumal auf Bruchflächen. Farben vorwiegend grün oder braun in verschiedener Nuance und Tiefe, auch gelb, seltener blau, rosarot. Im durchfallenden Lichte farblos, gelblich bis grüngelb, grünlich, rosarot, selten rotbraun, grünlichviolett oder blau (Cyprin). Die Farben wechseln oft in konzentrischen Schalen, seltener in mehr oder weniger unregelmäßigen Feldern in Quer- und dann auch wohl in sanduhrförmiger Abgrenzung in Längsschnitten.

Brechungsvermögen hoch, Doppelbrechung sehr niedrig und vorherrschend negativ; an den Krystallen von Wilui positiv; mit der Wellenlänge wechselnd negativ und positiv bei Krystallen der Tiroler Fundorte im Fassa und Fleimser Tale.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Grüner Idokras, Ala | $\omega_{na}$ = 1.719—1.722 | $\varepsilon_{na}$ = 1.718—1.720 | A. Des Cloizeaux (1) |
| | = 1.7235 | = 1.7226 | A. Osann. |
| Brauner Idokras, Ala | = 1.732 | = 1.726 | C. Hlawatsch (12). |
| Lichtgrüner Idokras, Poljakowsk[1]) | = 1.7120 | = 1.7108 | „ |
| Grünbrauner Idokr. Sandford, Me. | $\omega$ = 1.705 | $\varepsilon$ = 1.701 | „ |
| Brauner Idokr. Sforzella Predazzo | = 1.716 | = 1.717 | „ |
| Wiluit, Wilui | = 1.716 | = 1.721 | „ |
| | $\omega_{na} - \varepsilon_{na}$ = 0.0060—0.0009. | | |

Die Stärke der Doppelbrechung und ihr Charakter ändert sich bei vielen Vorkommnissen mit dem Orte und mit der Wellenlänge und führt dann zu eigentümlichen und von den gewöhnlichen Phänomenen im parallel- und im konvergent-polarisierten Lichte abweichenden Erscheinungen, mit denen sich letzthin C. Hlawatsch (12) eingehend beschäftigt hat. Bei den gesteinsbildenden Vesuvianen findet man im Dünnschliff besonders bei zonarer Farbenverteilung, aber auch bei vollkommen einheitlicher Färbung, sobald man zwischen gekreuzten Nicols beobachtet bei

[1]) $\omega$ für rot (etwa der Fauhoferschen Linie B entsqrechend 1.707, für gelb (etwa D) 1.712, für blau (etwa F) 1.719, $\omega$ für blau (etwa G) 1.731.

Parallelstellung des Mineralhauptschnittes mit einem Nicolhauptschnitt einheitliches Dunkel, in anderen Stellungen streifenartig wechselnde Interferenzfarben (Hamrefjeld in Norwegen) mit einem Wechsel von optisch positivem und optisch negativem Charakter in den verschiedenen Streifen; oder auch einheitliche Färbung, aber in ungewohnten Farben. Die Erklärung des Phänomens liegt darin, daß infolge der mit der Wellenlänge des Lichtes sich ändernden Stärke der Doppelbrechung und ihres Charakters die Schnitte oder gewisse Stellen in ihnen für gewisse Farben isotrop sind und diese Farben also für die Bildung der Interferenzfarbe ausfallen. Ebenso findet der Wechsel des optischen Charakters für verschiedene Wellenlängen seinen Ausdruck bei Beobachtung im konvergenten Lichte in der Färbung des das Interferenzkreuz umgebenden Feldes und der auf dieses Feld nach außen folgenden Ringe bei hinreichender Dicke des Präparats. Der Farbenton dieses Mittelfeldes bez. die Interferenzfarbe im parallel polarisierten Lichte wird orange werden, wenn der Krystall isotrop ist für blau, rotviolett, wenn er isotrop ist für grün, indigo, wenn er isotrop ist für gelb, und blau wenn er isotrop ist für rot.

Manche Vesuviane zeigen die normale optische Einaxigkeit oder doch nur geringe Störungen (braune Vesuviane vom Vesuv z. T., von Zermatt, von Eger und von Egg, grüne vom Zillertal und Pfitschtal), andere erweisen sich abnorm zweiaxig mit einer mehr oder weniger regelmäßigen und mannigfachen Felderteilung, die auch hier, wie im regulären System bei Granat u. a. M. sich als abhängig von der äußeren Krystallform erweist. Die Lage der Axenebene und die Größe des Axenwinkels ist verschieden in verschiedenen Feldern. Mit der Erforschung und Deutung dieser Erscheinungen haben sich in neuerer Zeit besonders R. Prendel (2), R. Brauns (3) und C. Klein (4) beschäftigt. Das volle Verständnis der Phänomene am Vesuvian liefert das Studium der analogen Erscheinungen am Apophyllit durch den letztgenannten Forscher (5). In den letzgenannten Arbeiten findet man ausführliche Angaben auch über die ältere Literatur. — Die Beziehungen zwischen dem optischen Verhalten und der chemischen Zusammensetzung suchte C. Klein (13) festzustellen.

Der Pleochroismus des Vesuvians ist schwach und im Dünnschliffe nur bei tiefer Eigenfarbe wahrnehmbar

| | | | |
|---|---|---|---|
| Ala, grün | $\omega$ grünlichgelb | $\varepsilon$ grasgrün. | A. Des Cloizeaux (1) |
| Cyprin, blau | dunkelblau | fast farblos. | „ |
| Ala, braun | gelbbraun | lichter mit Stich ins Gelb. | C. Hlawatsch (12) |
| Jordansmühl, pfirsichblütrot | farblos | rosarot. | A. von Lasaulx (6) |
| Gleinitz, grünlich | farblos | lichtgoldgelb. | „ |
| „ rosarot | farblos | lichtrosarot. | „ |
| „ amethystfarben | lichtgrün | pfirsichblütrot | „ |
| Poljakowsk, hellgrün | gelb | hellflaschengrau. | C. Hlawatsch (12) |
| Sforzella, braun | bräunlichgrau | gelbgrün. | „ |

Reakt.: Vesuvian schmilzt leicht unter Schäumen zu braunem oder grünem Glase, das von Salzsäure unter Ausscheidung von Kieselgallerte

gelöst wird. Schm.-P. für Idokras Zermatt 1000° nach Brun. Im natürlichen Zustande wird er nicht von Säuren angegriffen.

Diagn.: Hohe Lichtbrechung neben sehr schwacher Doppelbrechung, welche den Vesuvian charakterisiert, findet sich, auch mit dem für verschiedene Farben verschiedenen Charakter der Doppelbrechung verbunden, beim Zoisit. Der Vesuvian zeigt neben der normalen Einaxigkeit oft Zweiaxigkeit mit sehr wechselndem Axenwinkel, der Winkel der optischen Axen bei Zoisit sinkt bis auf 0° in manchen Vorkommnissen. Die Unterscheidung liegt in der vollkommenen pinakoidalen Spaltung des Zoisits. — Vom Gehlenit und Fuggerit trennt den Vesuvian das Verhalten gegen Säuren, vom Andalusit dessen stets großer Axenwinkel.

Vork. Der Vesuvian tritt vorwiegend, wenn nicht ausschließlich, in metamorphen Gesteinen auf; in den Kalken und Kalksilikathornfelsen mancher Granitkontakthöfe (Göpfersgrün, Harz, Christiania) ist er sehr verbreitet und wurde hier von C. W. Gümbel, K. A. Lossen und W. C. Brögger (7) beschrieben. — Als Einsprengling ist er in den körnigen Kalken der krystallinen Schieferformation, sowie als Gemengteil in den geognostisch hiermit verwandten Einlagerungen von Kalksilikatfelsen im Schwarzwald ziemlich häufig; in der Gneißformation hat der Vesuvian eine bis heute noch nicht ganz zu übersehende Verbreitung. So beschrieb ihn E. Schumacher (8) aus dem Kalkdiopsidschiefer von Tschammendorf bei Strehlen in Schlesien, Fr. Becke (9) aus einem mit granatführendem Glimmerschiefer wechsellagernden Hornblendegestein vom Klopfberg bei Schiltern in Niederösterreich. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß auch diese Vorkommnisse den Kalksilikatfelsen zugehören. — Am häufigsten wird er begleitet von Wollastonit, Diopsid und anderen Pyroxenen, Granat, Epidot und Titanit.

Umwandlungserscheinungen sind an dem gesteinsbildenden Vesuvian nicht bekannt. — Derselbe umhüllt gelegentlich die mit ihm vergesellschafteten Substanzen, zumal Calcit und Pyroxene und enthält auch wohl Flüssigkeitseinschlüsse; doch fehlen alle irgendwie charakteristischen Interpositionen.

Die künstliche Darstellung des Vesuvians ist bisher nicht gelungen. Läßt man geschmolzenen Vesuvian langsam erkalten, so erhält man krystalline Aggregate, in denen C. Dölter und Eug. Hussak (10) Mejonit, Melilith und Anorthit erkannt zu haben glauben. Auch R. Prendel (11) erhielt diese Mineralien neben einer Ca-haltigen olivinähnlichen Substanz beim Schmelzen von Wiluit.

Literatur. (1) Man. de Minér. 1862. 280. — (2) Z. X. **17**. 1890. 94. — (3) Die optischen Anomalien der Krystalle 1891. 291. — (4) S. B. A. 1894. 723. und N. J. 1895. II. 106. — (5) S. B. A. 1892. 246 und N. J. 1892. II. 204. — (6) Z. X. **4**. 169. 171. — (7) Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania 1882. 350 et passim. — (8) Z. D. G. G. **30**. 1878. 501. — (9) T. M. P. M. **4**. 1882. 344. — (10) N. J. 1884. I. 173. — (11) Z. X. **17**. 97. — (12) T. M. P. M. **21**. 1902. 107. — (13) S. B. A. **19**. 1904. 653.

## Melilith.

Chem.: Isomorphe Mischungen von $(Ca, Mg, Fe)_3(Al, Fe)_2Si_2O_{10}$ und $(Ca, Mg)_4Si_3O_{10}$ in wechselnden Verhältnissen nach J. H. L. Vogt (1). Das erste Molekül würde dem Gehlenit entsprechen, das zweite dem Åkermanit, einer in basischen Schlacken häufigen künstlichen Mineral-

bildung.[1]) Die Analysen ergeben immer einen Na-Gehalt von wechselnder Höhe bis über 4 %, öfter auch etwas Mn.

a : c = 1 : 0.4764 schwankend bis 1 : 0.4509 nach E. Kaiser (3). — 111 : 110 = 55° 57'—57° 30'.

Morph.: Tafelförmig bis kurzsäulenförmig mit oP (001), ∞P∞ (100), ∞P (110), ∞P3 (310), P (111), P∞ (101), ausnahmsweise 2P∞ (201), $\infty P\frac{9}{4}$ (940). Bei dem gesteinsbildenden Melilith fehlen die Pyramiden meistens ganz und die Krystalle lassen nur (001) (100) (110), sowie öfter ein (hko) erkennen. Durchkreuzungszwillinge mit nahezu aufeinander senkrechten Hauptaxen kommen vor, wohl nach 2P∞ (201). — Unregelmäßig begrenzte Körner.

Koh.: Spaltung nach (110) und nach (001). Nur die basische Spaltbarkeit ist mikroskopisch wahrnehmbar und zwar fast immer nur durch einen, recht genau in der Mitte der leistenförmigen Durchschnitte liegenden Riß. Bruch uneben. — H. = 5. — Sp. G. = 2.9—3.1.

Opt.: Glasglanz, auf Bruchflächen wachsartig. Farbe weiß, gelb in verschiedenen Tönen, rot, bräunlich bis braun im auffallenden, selten ganz farblos, oft hellgelblich, auch mit Stich ins Grünliche oder Graue, auch deutlich gelb bis bräunlich im durchfallenden Lichte. — Brechungsvermögen nicht unbeträchtlich, Doppelbrechung sehr gering mit bald negativem, bald positivem Charakter.

Am Humboldtilith vom Vesuv fand Henniges

$$\omega_\varrho = 1.6312 \quad \varepsilon_\varrho = 1.6262 \quad (\omega-\varepsilon)_\varrho = 0.0050$$
$$\omega_{na} = 1.6339 \quad \varepsilon_{na} = 1.6291 \quad (\omega-\varepsilon)_{na} = 0.0048$$

Mit Babinetschem Kompensator bestimmte E. A. Wülfing $(\omega-\varepsilon)_{li} = 0.00530$, $(\omega-\varepsilon)_{na} = 0.00517$, $(\omega-\varepsilon)_{tl} = 0.00521 \pm 0.0001$. Danach hat die Doppelbrechung ein Minimum im Na-Licht und nimmt nach beiden Seiten des Spektrums hin zu.

Nach J. H. L. Vogt (1) ist der Åkermanit optisch positiv, der Gehlenit ist optisch negativ. Der Charakter einer isomorphen Mischung von Åkermanit- und Gehlenitmolekülen hängt also von dem Mischungsverhältnis und der Wellenlänge ab; nach Vogt wäre der Charakter positiv vom reinen Åkermanit bis zu einer Mischung von 7 Åkermanit mit 3 Gehlenit, Isotropie für mittlere Wellenlängen müßte eintreten bei einer Mischung im Verhältnis von 3 : 2, bei Gehlenitreicheren Mischungen würde der Charakter negativ werden. Der Wechsel im Charakter der Doppelbrechung und die dadurch bedingte Isotropie für gewisse Wellenlängen ruft beim Melilith dieselben abweichenden Interferenzfarben hervor, wie beim Vesuvian (S. 68). Bei sehr dünnen Schliffen ist die Doppelbrechung in basalen Schnitten im konvergenten Lichte oft gar nicht, bei parallelpolarisiertem Lichte im Querschnitt oft nur bei Anwendung von Gypsblättchen mit Rot I. Ordnung oder anderer Hilfsmittel zu beobachten.

Bei den Melilithen der Gesteine herrscht bald positiver Charakter, bald negativer Charakter durch das ganze Individuum, oder es wechselt der Charakter in konzen-

[1]) Gegen die Deutung Vogts wendet sich übrigens G. Bodländer (2) mit guten Gründen. Aus dem optischen Verhalten, wie aus den Analysenresultaten ergibt sich der Aufbau des Melilithe aus zweierlei Verbindungen durch isomorphe Mischung mit Sicherheit. Wie deren Zusammensetzung sei, wird man nicht als festgestellt ansehen können.

trischen Schalen, seltener unregelmäßig in Flecken und Streifen. Zwischen positiven und negativen Teilen schieben sich nicht selten isotrope Bänder ein. So ist im Euktolith von San Venanzo in Umbrien (4) das Zentrum der tafelförmigen Krystalle bei streng idiomorpher Begrenzung optisch positiv, auf dieses folgt eine gleichfalls streng idiomorphe isotrope Hülle und dann eine äußere unregelmäßig begrenzte Schale von optisch negativem Charakter und etwas stärkerer Doppelbrechung.

Pleochroismus fehlt den farblosen und schwach farbigen Melilithen ganz; bei den tiefer gelb gefärbten fand A. Stelzner (5) E dunkelgelb, O hellgelb.

Reakt.: Unschwer schmelzbar zu gelblichem oder grünlichem Glase. Wird von Salzsäure leicht unter Gelatination zersetzt.

Diagn.: Vom Vesuvian und Zoisit unterscheidet den Melilith sicher die leichte Angreifbarkeit durch Salzsäure, von anderen schwach doppelbrechenden und gelatinierenden Silikaten der hohe Kalkgehalt der Lösung, vom Gehlenit die ungewöhnliche Interferenzfarbe zwischen gekreuzten Nicols. Oft kennzeichnet ihn in den Gesteinen überhaupt eine eigentümliche Mikrostruktur. In den feinkörnigen Melilithbasalten wird er im Handstück nach dem Ätzen mit Säuren durch die erdige, beim Eintrocknen weiße Kieselgallerte sichtbar.

Vork. In den meisten Gesteinen bildet der Melilith dünne Tafeln, welche, senkrecht zur Basis getroffen, schmal- und langleistenförmige, parallel der Basis meistens oktogonale bis rundliche Durchschnitte liefern. Oft ist die randliche Begrenzung nur unvollkommen geradlinig, seltener ist die Basis uneben oder auch eingesenkt, so daß die Schnitte senkrecht zur Basis ähnlich einer bikonkaven Linse aussehen, wie A. Osann (6) in texanischen Melilith-Nephelinbasalten von Uvalde Co. beobachtete. Die Längsschnitte (// c) zeigen entweder feine, fast wie Spaltrisse aussehende Streifen, welche bald einzeln, bald geschart der Hauptaxe parallel in den Durchschnitten verlaufen (Bd. I. 2 Taf. I Fig. 5), oder aber es erstrecken sich von den basischen Endflächen aus eigentümliche Gebilde von pflock-, spieß-, spatel-, ruder- oder schlauchartiger Gestalt in den Krystall hinein (Bd. I. 2 Taf. II Fig. 4), und durchsetzen diesen auf größere oder geringere Tiefe, sich gelegentlich zu kugel- oder trichterförmigen Formen erweiternd, auch wohl, wenn gleich selten seitlich, also parallel oP (001), Arme aussendend. A. Stelzner (5) bezeichnet die Mikrostruktur des Melilith nach diesen Gebilden sehr passend mit dem Namen Pflockstruktur. Zwischen dieser Pflockstruktur und der feinen Längsfaserung parallel c scheinen Zwischenformen zu existieren, so daß letztere auch nur eine andere Form der Pflockstruktur wäre. In manchen Fällen setzen diese Pflöckchen von den beiden Basisflächen nur bis annähernd zur Mitte des Krystalls fort und lassen hier einen schmalen, durchaus kompakten Streifen der Krystallsubstanz frei. — Was diese Pflöcke seien, ist nur in sehr frischen Melilithen und nur dann zu erkennen, wenn ihre Dimensionen nicht gar zu winzig sind. Daß dieselben keine Spalten seien, beweist ihre Form, daß sie keine Hohlräume oder mit Flüssigkeit erfüllte Räume seien, beweist die Schärfe ihrer Ränder gegen den Melilith. Sie müssen ein fester Körper sein, dessen Brechungsexponent nicht allzusehr von demjenigen des Wirts abweicht. Davon überzeugt man sich auch besonders bei der Betrachtung basaler Schnitte, wo die Pflöckchen im Querschnitt als scharf umrandete Kreise erscheinen. Daß sie nicht doppelbrechend seien, erkennt man aus dem Studium des Wirts in Längsschnitten (parallel c). Bei sehr dünnen Schliffen kann man hier gelegentlich direkt die Isotropie der Pflöckchen beobachten; in dickeren Schliffen findet man stets, daß die Interferenzfarben des Wirtes gesunken sind, wo solche Pflöckchen ihn durchsetzen, d. h. der Melilith ist hier dünner. Alle diese Erscheinungen weisen darauf hin, daß die Pflöckchen aus Glas, amorph erstarrten Teilen des Gesteinsmagmas bestehen. Etwas Ähnliches zeigt gelegentlich der Gehlenit; wenn man die Krystalle dieses Minerals mit verdünnter

Salpetersäure aus dem Kalk herausätzt, so findet man gleichfalls von der Basis aus, seltener von den Prismenflächen aus zylindrische und walzenförmige Kanäle ins Innere des Krystalls sich erstreckend, welche mit dem Kalk erfüllt waren, in welchem der Gehlenit sich bildete. — L. Gentil (7) glaubt dagegen, daß die Pflockstruktur in einer Umwandlung beruhe, die von der Oberfläche, von Spalten und Einschlüssen ausgehend und in der Richtung der Hauptaxe fortschreitend, den Melilith in eine schwächer doppelbrechende wasserhaltige Substanz verwandle. Zuweilen soll auch ein stärker doppelbrechender Zeolith entstehen.

Die eigene Erfahrung bestätigt die häufige Umwandlung des Meliliths in faserige Aggregate von ziemlich starker Doppelbrechung, welche wahrscheinlich einem Zeolith angehören. Die Fasern stehen in den meisten Fällen senkrecht auf der Basis und schießen von beiden diesen Flächen her ins Innere des Krystalls hinein; hier berühren sie sich oft in einer äußerst feinen Linie. Die Umwandlung ist hier offenbar den Pflöcken gefolgt, wie auch sonst die an Einschlüssen reichen Teile gesteinsbildender Mineralien am leichtesten den Veränderungsvorgängen erliegen, weil hier die Angriffsoberfläche die größte ist. — In anderen Fällen ordnen sich die neugebildeten Fasern zu zierlichen radialstruierten Gruppen. In auffallendem Lichte sind solche mehr oder weniger veränderte Melilithe kreideweiß oder ockerfarbig und sehen fast erdig aus, wie alle sehr feinkörnigen Aggregate. — Eine Umwandlung des Meliliths in Granat beobachtete A. E. Törnebohm (8) an den Melilithen der Alnöite von Alnö.

An Einschlüssen beherbergt der Melilith die älteren ihn begleitenden Mineralien, besonders gern den Augit und Leucit, seltener Erze, Perowskit und Apatit. Die Anordnung der Einschlüsse ist meistens eine zentrale oder regellose, seltener eine zonare, oder es kombiniert sich zentrale Anhäufung mit zonarer Verteilung. Um die mikrolithischen Einschlüsse herum entwickelt sich bisweilen eine Spannung in dem Wirte, die bis zum Aufreißen perlitischer Sprünge führen kann.

Der Melilith ist in seinem Vorkommen auf die jüngeren basischen Eruptivgesteine und gewisse gangförmige Begleiter der Eläolithsyenite beschränkt. Seine weite Verbreitung in den Leucit- und Nephelingesteinen lehrte besonders A. Stelzner (5) kennen, dem man auch die Mittel zu einer exakten Unterscheidung des Meliliths von dem Nephelin, mit welchem Mineral er früher sehr oft verwechselt wurde, verdankt. Ebenso erwies Stelzner die Existenz eigentlicher Melilithgesteine, der Melilithbasalte. Seine getreuesten Begleiter sind Olivin, Leucit, Nephelin und Perowskit. Außer den mustergültigen Beschreibungen A. Stelzners sei verwiesen auf die Mitteilungen von Eug. Hussak (9) über den Melilith der Eifeler Laven, von E. Cohen (10) und A. Wichmann (11) in Nephelinbasalten von Oahu, von F. Becke (12) in böhmischen Vorkommnissen. — Aus den Alnöiten beschreiben ihn A. E. Törnebohm (8) von Alnö, Fr. D. Adams (13) von Ste. Anne de Bellevue bei Montreal in Canada, C. H. Smyth (14) von Manheim, N. Y. u. a. — In Finnland wiesen ihn W. Ramsay und Nyholm (15) in naher örtlicher Beziehung zu Cancrinitsyenit am See Wuorijärvi auf dem Wege nach Aapajärvi in Lappland, in Südafrika aus der Umgebung von Palabora in Transvaal E. Cohen (16) nach.

Künstl. Darstellung. Der Melilith ist ein in den Hochofenschlacken nicht selten vorkommendes Mineral. Bemerkenswerte Mitteilungen über solche Gehlenit- und Melilithschlacken geben F. Fouqué (10) und J. H. L. Vogt (1). — Durch Krystallisation aus Schmelzfluß stellten ihn zuerst Fouqué und Michel-Lévy (17) in quadratischen Tafeln dar. Bourgeois (18) variierte bei der Darstellung des Meliliths nach derselben Methode das Monoxyd und fand, daß bei Gegenwart von Natron die Krystallisation besonders leicht geschehe. Sehr leicht bildeten sich manganreiche Melilithe und diese besaßen einen schönen Pleochroismus in violetten Tinten. Reine Kalk- und reine Magnesiamelilithe ließen sich nicht darstellen. Die künstlichen Melilithe zeigen denselben Wechsel des optischen Charakters wie die natürlichen.

Die Bildung des Meliliths beim Brennen von Portlandzement beobachtete G. Bodländer (2). — Für die Lehre von der Reihenfolge der Ausscheidungen in schmelzflüssigen Lösungen ist es wichtig, daß nach Vogts Beobachtungen das frühere Aus-

krystallisieren des Olivins oder des Meliliths in den Schlacken von dem Mengenverhältnis ihres Gehaltes an Ca und (Mg, Fe, Mn) abhing. Bei stark herrschendem Ca krystallisierte nur Melilith, bei höherem Gehalt an (Mg, Fe, Mn) etwa zwischen 7—16% erst Melilith, dann Olivin, bei noch höherem Gehalt an diesen Metallen erst Olivin, dann Melilith, und endlich nur Olivin, während der Rest zu Glas erstarrte.

Literatur. (1) Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulkanischen Ergußgesteinen. Kristiania 1892. 96; N. J. 1892. II. 73; Z. X. 21. 170. — (2) N. J. 1892. I. 53 und 1893. I. 15. — (3) Z. X. 31. 1899. 24. — (4) H. Rosenbusch. S. B. A. 7. 1899. 110. — (5) N. J. B. B. 2. 1882. 369—387 und N. J. 1882. I. 229. — (6) Journal of geology. Chicago. 1. 1893. 341. — (7) Bull. Soc. min. Fr. 17. 1894. 100 und C. R. 118. 1894. 998. — (8) G. F. i Stockholm Förhdl. 6. 1882. 243. — (9) S. W. A. 77. 1878. April. — (10) N. J. 1880. II. 55. — (11) N. J. 1875. 172. — (12) T. M. P. M. 1892. 12. 444. — (13) Amer. Journ. 43. 1892. 269. — (14) Amer. Journ. 46. 1893. 104. — (15) Bull. Commission Géol. Finlande. 1. 1895. — (16) T. M. P. M. 14. 1895. 188. — (17) Synthèse des minéraux et des roches. Paris 1882. 59. 126. — (18) Ann. Phys. et Chim. 19. 1883. — (19) Bull. Soc. min. Fr. 9. 1886. 257 und 23. 1900. 10.

## Melinophan.

Chem.: $NaCa_2Be_2Si_3O_{10}F$.

a : c = 1 : 0.65843.

Morph.: Habitus tafelförmig. oP (001), ∞P∞ (100), P∞ (101), 2P∞ (201) P (111). Randliche Flächen selten deutlich ausgebildet. Vorwiegend subparallele blättrige Aggregate. — Aus der Verteilung von spärlich vorkommenden Flächen einer biquadratischen Pyramide und eines biquadratischen Prismas, sowie aus den Ätzfiguren, welche starke Flußsäure auf 001 und $00\bar{1}$ hervorbringt, schließt W. C. Brögger auf rhombotyp-tetartoedrischen Charakter. Die wechselnde Lage der Ätzfiguren deutet ferner auf vielfache Zwillingsbildungen nach (001) und den Prismenflächen.

$001 : 101 = 33^\circ\ 21'.5$ $\quad 001 : 201 = 52^\circ\ 47'$

$001 : 111 = 42^\circ\ 58'$ $\quad 111 : 1\bar{1}1 = 57^\circ\ 37'$.

Koh.: Spaltung nach (001) schwierig. — H. = 5.0—5.5. — Sp. G. = 3.00—3.018.

Opt.: Glasglanz, Farbe maisgelb, schwefelgelb, orange, honiggelb, selten rötlich und besonders bei unfrischer Substanz. — Brechungsvermögen mäßig; starke negative Doppelbrechung.

$\omega_\varrho = 1.611$ $\quad \varepsilon_\varrho = 1.592$ (A. Des Cloizeaux (2).

$\omega_\varrho = 1.6097$ $\quad \varepsilon_\varrho = 1.5912$ W. C. Brögger (1).

$\omega_{na} = 1.6126$ $\quad \varepsilon_{na} = 1.5934$ „

$\omega_{tl} = 1.6161$ $\quad \varepsilon_{tl} = 1.5975$ „

$\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.0192$.

Die sehr präzise Interferenzfigur ist bald durchaus normal, bald gestört und das Kreuz öffnet sich mit einem wechselnden Betrage für 2E bis zu 36°. Selbst in einem und demselben Blättchen verhalten sich verschiedene Stellen verschieden. — Pleochroismus nur in dickeren

Präparaten erkennbar; O honiggelb bis bräunlichgelb, E schwach grünlichgelb.

Reakt.: Schmilzt v. d. L. unter Anschwellen zu weißem Email bei Gelbfärbung der Flamme. Gibt mit Phosphorsalz im Glasrohr Reaktion auf Fluor. In gewöhnlichen Säuren unlöslich.

Diagn.: Vom Hjortdahlit unterscheidet ihn das Krystallsystem, die Einaxigkeit, bez. der kleine Axenwinkel bei Zweiaxigkeit und die Unangreifbarkeit durch Säuren, vom verwandten Leukophan die Farbe und die Spaltbarkeit, vom Wöhlerit und Laavenit das Krystallsystem.

Vork. Bisher nur auf pegmatitischen Gängen in den Alkalisyeniten des Langesund, zumal der Insel Arö, in Südnorwegen gefunden.

Literatur. (1) Manuel de Minér. 1862. 145. — (2) Z. X. 16. 1890. 279—293

## Mineralien des hexagonalen Krystallsystems.

Die hexagonalen Mineralien sind anisotrop einaxig wie die quadratischen. Die optische Axe fällt auch hier mit der krystallographischen Hauptaxe zusammen, und ist zugleich Axe der größten oder kleinsten Elastizität. Im ersten Fall ist der Charakter der Doppelbrechung negativ und man hat $\omega > \varepsilon$, im zweiten Falle positiv und es ist $\omega < \varepsilon$. Jeder der beiden Strahlen wird verschieden stark absorbiert und die hexagonalen Mineralien zeigen, wenn sie farbig oder gefärbt sind, einen mehr oder weniger deutlichen Pleochroismus in allen Schnitten, welche nicht parallel der Basis liegen. — Die Schnitte senkrecht zu c haben hexagonale oder trigonale (bei Turmalin neunseitige) Umgrenzungen, beziehungsweise Blätterdurchgänge oder es fehlen die regelmäßigen Umrisse und die Spaltbarkeit, wenn vorhanden, geht nach oP (001); dieselben verhalten sich im parallelen polarisierten Lichte wie isotrope Medien, und bleiben also zwischen gekreuzten Nicols bei einer vollen Umdrehung dunkel. Im konvergenten Lichte zeigen sie ein bei Drehung des Präparats unverändertes dunkles Interferenzkreuz mit oder ohne farbige Ringe, dessen Arme parallel den Hauptschnitten der Nicols liegen. — Die Schnitte, welche schief oder parallel zu c liegen, zeigen mit der Schnittlage und Krystallform wechselnde Umrisse; die Blätterdurchgänge werden durch parallele oder sich schneidende Rißsysteme erkennbar. Im parallelen polarisierten Lichte sind die Durchschnitte doppelbrechend; bei einer vollen Drehung zwischen gekreuzten Nicols lassen sie einen viermaligen Wechsel von farbig und dunkel wahrnehmen und die Dunkelstellungen werden jedesmal dann erreicht, wenn die Spaltungsrisse zu einem Nicolhauptschnitt parallel sind, oder wenn ihre Winkel von demselben symmetrisch halbiert werden. Im konvergenten polarisierten Lichte erscheint gegebenenfalls das Interferenzbild der basischen Schnitte seitlich im Gesichtsfelde und bewegt sich am Rande desselben bei Drehung des Präparats und nicht zu steiler Schnittlage so, daß die Kreuzesarme sich parallel mit sich selbst verschieben. Bei Schnitten parallel der Hauptaxe werden eventuell gestreckte hyperbolische Kurven sichtbar, welche symmetrisch zur Hauptaxe liegen.

Optische Anomalien geben sich im konvergenten Lichte bei basischen Schnitten dadurch kund, daß das Interferenzkreuz sich bei Drehung des Präparats in Hyperbeln öffnet und somit das Bild eines senkrecht zur ersten Mittellinie geschnittenen zweiaxigen Körpers mit kleinem Axenwinkel darbietet. Verschiedene Stellen einer solchen abnormen Platte zeigen gemeiniglich wechselnde Größe des scheinbaren Axenwinkels und wechselnde Lage der scheinbaren Axenebene. — Im parallelen polarisierten Lichte tritt dann gewöhnlich eine an Zwillingsstruktur erinnernde Felderteilung der basischen Durchschnitte ein.

Nach dem Gesagten sind quadratische und hexagonale Mineralien nur an ihren Formen und nach ihrer Spaltbarkeit, nicht aber nach ihren optischen Eigenschaften zu unterscheiden.

## Graphit.

Chem.: $C_n$; oft verunreinigt durch Eisenoxyde. Fast immer kleine Mengen flüchtiger Bestandteile enthaltend.

$a : c = 1 : 1.3859$, nach Messungen von Kenngott an Graphit von Ticonderoga N. Y.

Morph.: Hexagonale bis rundliche Tafeln; diskusähnliche Körper; blättrige, schuppige, auch stenglige Aggregate; krümelige und staubfeine Partikel. Selten derbe kuglige Massen. — Auf der Basisfläche größerer und kleinerer Blätter oft drei Systeme feiner Streifen oder rückenartig erhabener Leisten, die von zwei gegen die Blattfläche gleichgeneigten (unter 159° 32′) Flächen begrenzt werden, deren Schnittkante oft wieder durch eine der Blattfläche parallele Fläche abgestumpft wird. Hj. Sjögrén (1) faßt diese Erscheinung als eine Zwillingsbildung auf und berechnet aus dem genannten Winkel das Axenverhältnis $a : c = 1 : 4.7972$ unter der Annahme, daß die Zwillingsebene als Grundform angenommen werde. Die Fläche, nach der die beiden Zwillingsleisten ihrerseits wieder verzwillingt wären, wäre $\frac{1}{2}P\,(10\bar{1}2)$. Die drei Streifensysteme stehen senkrecht auf dem Umgrenzungshexagon des Hauptindividuums.

Koh.: Spaltung nach (0001) vollkommen; die Spaltblättchen sind gemeinbiegsam. Nach E. Weinschenk (2) auch unvollkommen nach dem Prisma. — Schlagfigur auf der Spaltfläche ist ein drei- oder sechsstrahliger Stern, dessen Strahlen parallel den Rücken oder Leisten gehen. Danach wäre, wie schon W. C. Brögger (3) vermutet, die Zwillingsebene eine Gleitfläche. Tatsächlich bilden sich nach Sjögrén (1) die Rücken beim Biegen der Spaltblättchen und zwar auf der konkaven Seite; beim Zurückbiegen bleiben sie bestehen, während sich zugleich auch auf der anderen Basisfläche die Rücken bilden. Beim Pressen zwischen Papier verschwinden diese Rücken oft vollständig. — Durch Erhitzen in trockenem Sauerstoffgas und beim Kochen in einem Gemisch von Kaliumchromat und Schwefelsäure entstehen auf der Spaltfläche

regelmäßige Hexagone als Ätzfiguren. — H. = 1—2. Abfärbend, schneidbar, fettig anzufühlen. — Sp. G. = 2.1—2.3.

Opt.: In blättrigen Massen Metallglanz, in feiner Verteilung erdig matt. Farbe eisenschwarz bis dunkelstahlgrau. Strich schwarz, glänzend. Undurchsichtig auch in dünnsten Blättchen.

Reakt.: In der Bunsenflamme verbrennt Graphit mehr oder weniger rasch je nach Reinheit und Großblättrigkeit des Materials. Ein kleiner Gehalt an Stickstoff ist in vielen Graphiten als Berliner Blau nachweisbar, vgl. Graphitoid S. 8. Unter der Einwirkung von rauchender Salpetersäure und Kaliumchlorat wandelt sich der Graphit in goldgelbe Blättchen von Graphitsäure um unter gleichzeitiger Bildung von Mellitsäure. Dabei werden die Graphitblättchen nach E. Weinschenk (4) zuerst tief smaragdgrün, dann ohne Veränderung der Form allmählich gelbgrün und endlich weingelb. Die Blättchen sind bei jeder dieser Farben negativ einaxig mit starker Doppelbrechung. — W. Luzi (5) fand, daß gewisse Graphite zu beginnender Rotglut auf Platinblech erhitzt nach vorhergegangener Behandlung mit konz. Schwefelsäure, oder Salpetersäure, oder auch Salpetersäure und Kaliumchlorat sich wurmähnlich zu dem 8—10fachen ihrer Massen aufblähen, während andere diese Reaktion nicht geben. Er nannte die ersten Graphite, die anderen Graphitite. — H. Moissan (6) machte die gleiche Beobachtung an natürlichen Graphiten und stellte fest (7), daß Graphit, welcher durch die Temperatur des elektrischen Ofens aus Diamant, Ruß oder Kohle dargestellt war, dieses Aufblähen nicht zeigte, während der aus geschmolzenen Metallen krystallisierte Graphit stets diese Reaktion gab. — E. Weinschenk (2, 4) fand, daß dieses Aufblähen um so deutlicher wurde, je deutlicher blättrig der untersuchte Graphit war und sieht die Ursache nicht in einer chemischen oder molekularen Verschiedenheit, sondern darin, daß die blättrigen Graphite die Säure aufsaugen und dann die beim Erhitzen entweichenden Gase den Graphit nach den Spalt- und Gleitflächen auseinandertreiben.

Diagn.: Von Molybdänglanz unterscheidet den Graphit die Verbrennbarkeit und das Fehlen des Schwefels; die Unterscheidung von Graphitoid ist bei fehlender Krystallform zurzeit noch unsicher.

Vork. Daß der Graphit aus der organischen Kohle entstehen kann, beweist sein Auftreten in den Hornfelsen der Schieferkontaktzonen, wo ihn ebenso wie im Chiastolithschiefer von Burkhardtswalde und im Quarzit aus dem Röhrsdorfer Tale bei Kreischa in Sachsen R. Beck und W. Luzi (5) nachwiesen. Gleichen Ursprung wird man dem Graphit in den Gesteinen der krystallinen Schiefer (Graphitschiefer, Graphitquarzit, Graphitgneiß) und in den körnigen Kalken dieser Formation zuschreiben, nur daß er hier ein Produkt der regionalen oder dynamischen Metamorphose wäre. Er tritt hier ebenso konstant, wie der Graphitoid in Gesellschaft von Rutil auf. E. Weinschenk (8) hat in neuerer Zeit versucht, für den Graphit in den Gneißen des bayrisch-böhmischen Grenzgebirges eine pneumatolytische Entstehung nachzuweisen. — Als Gemengteil in Tiefengesteinen, besonders in deren pegmatitischen Formen, wird er neuerdings oft genannt und teilweise als eine direkte Ausscheidung aus dem Magma angesehen, wie von W. Vernadzky und A. Schlarewsky (9) in den Graniten des Ilmengebirges. — Der Graphit, welcher im Pyroxen-Foyait von Botogolsky-Goletz in Sibirien auftritt, ist

nach L. Jaczewsky (12) teils Graphit, teils Graphitit. Der Foyait durchbricht Kalkstein und Graphitschiefer und umhüllt Bruchstücke dieser Gesteine. Aus diesen Sedimenten stammt nach Jaczewsky der Graphit des Eruptivgesteins, der in den Alibertschen Gruben gewonnen wird. — Einschlußartig in Basaltischen Gesteinen fand ihn K. J. V. Steenstrup (10). — Das gangförmige Auftreten des Graphits in Ceylon beschreibt Walther (11).

Literatur. (1) Oefversigt af Vet. Akad. Förhdl. Stockholm. **4**. 1884. 29; Z. X. **10**. 1885. 506. — (2) Z. X. **28**. 1897. 294. — (3) Z. X. **10**. 1885. 506. — (4) Z. X. **28**. 1897. 139. — (5) Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle a. S. **64**. 1891. 224; Ber. deutsch. chem. Ges. Berlin. **24**. 1891. 4085; **25**. 1892. 214. 1378; **26**. 1893. 890. 1412; N. J. 1891. II. 28. — (6) C. R. **121**. 1895. 538. 840. — (7) C. R. **120**. 1895. 17. — (8) Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Habilitationsschrift. München 1897; Zeitschr. f. prakt. Geologie 1897. August; Z. X. **28**. 1897. 136. — (9) Z. X. **36**. 1902. 180. — (10) Meddelelser fra Grönland. IV. Kjöbenhavn 1882; Min. Mag. **6**. 1. — (11) Z. D. G. G. **49**. 1889. 360. — (12) Z. X. **38**. 1903. 197.

## Magnetkies.

Chem.: $Fe_nS_{n+1}$ mit wechselndem Gehalt an Ni, auch wohl mit etwas Co und Cu.

a : c = 1 : 0.8701.

Morph.: c = oP (0001), m = ∞P (10$\bar{1}$0), s = P (10$\bar{1}$1) und andere mP (ho$\bar{h}$l). — Täfelchen, Blättchen, derbe Massen, fein eingesprengte Partikel. Krystallform selten deutlich (1)

0001 : 10$\bar{1}$1 = 45° 8′ 10$\bar{1}$1 : 01$\bar{1}$1 = 41° 31′.

Koh.: Spaltbarkeit nach dem Prisma mikroskopisch nicht wahrnehmbar. Bruch uneben bis flachmuschlig. H. = 3.5—4.5. — Sp. G. = 4.58—4.64.

Opt.: Metallglanz. Bronzegelb, zwischen speisgelb und kupferrot; tombakbraun anlaufend. Strich graulichschwarz. Undurchsichtig.

Reakt.: V. d. L. auf Kohle zu grauschwarzer magnetischer Masse schmelzbar. Im geschlossenen Glasrohr beim Erhitzen unveränderlich, im offenen $SO_2$-Dämpfe entwickelnd. In Salzsäure unter Entwicklung von Schwefelwasserstoff und Abscheidung von etwas Schwefel löslich.

Diagn.: Vom Pyrit unterscheidet ihn der, allerdings oft recht schwache, Magnetismus, die Farbe und das Verhalten gegen Salzsäure.

Vork. Verbreitet besonders in basischen Tiefengesteinen der Gabbrofamilie und den ihnen entsprechenden Ergußgesteinen, Diabasen, Melaphyren und Basalten; meistens in kleinen Körnern und Blättchen, bisweilen in größeren Körnern. Ebenso in den aus diesen Eruptivmassen entstehenden krystallinen Schiefern, den Amphibolschiefern und Amphiboliten. Seltener in den Schieferkontaktzonen, Kalksilikathornfelsen und in den körnigen Kalken. Recht spärlich in Graniten, Granuliten und Gneißen. Bisweilen reichlich in Nephelingesteinen.

Horbachit A. Knop (2) ist ein nickelreicher, tombackbrauner bis stahlgrauer Magnetkies aus glimmer- und hornblendereichen Einlagerungen im Gneiß bei Horbach unfern St. Blasien im südlichen Schwarzwald.

Literatur. (1) E. Dathe, Z. D. G. G. **29**. 1877. 294. — (2) N. J. 1873. 521.

## Hämatit.

Chem.: $Fe_2O_3$, oft titanhaltig.

Rhomboedrisch. a : c = 1 : 1.36557.

Morph.: c = oR (0001), r = R ($10\bar{1}1$), e = $-\frac{1}{2}$R ($01\bar{1}2$), d = $-2$R ($02\bar{2}1$), s = $\frac{1}{4}$R ($10\bar{1}4$), n = $\frac{4}{3}$P2 ($22\bar{4}3$), m = $\infty$R ($10\bar{1}0$), a = $\infty$P2 ($11\bar{2}0$). — Habitus meistens dünn tafelförmig mit randlicher Begrenzung durch r oder r und a, selten rhomboedrisch durch r oder pyramidal durch n. Sehr häufig zeigen die Täfelchen durch sehr ungleiche Ausdehnung oder durch vollständigen Ausfall einzelner Begrenzungsflächen verzerrte Umrisse. Auch gelappte, zackige, rundliche Umgrenzung der Täfelchen ist verbreitet. Die Blättchen aggregieren sich, wo sie als Einschlüsse in anderen Mineralien, zumal Glimmer, auftreten, oft zu zierlichsten vielgestaltigen Wachstumsformen und sind dann in ihrer Anordnung von den Krystallisationsgesetzen ihrer Wirte abhängig. — Feinst schuppig-schaumige Aggregate. — Derbe Massen; erdig lockere Körneraggregate. — Zwillingsbildung nach r ($10\bar{1}1$), wie sie Max Bauer (1) beschrieb und O. Mügge (2) als ein mechanisches Phänomen erkannte, gibt sich oft durch schaligen Bau nach r oder durch eine Streifung auf c, bei den durchsichtigen Arten direkt durch eingelagerte Lamellen zu erkennen, wie O. Mügge (3) zuerst beobachtete.

$0001 : 10\bar{1}1 = 57^\circ\ 37'$ $\quad 10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 94^\circ\ 0'$ $\quad 0001 : 02\bar{2}1 = 72^\circ\ 24'$
$0001 : 22\bar{4}3 = 61^\circ\ 13'$ $\quad 01\bar{1}2 : \bar{1}012 = 64^\circ\ 51'$ $\quad 22\bar{4}3 : \bar{2}4\bar{2}3 = 51^\circ\ 59'$.

Koh.: Eine Teilbarkeit nach c (0001) und r ($10\bar{1}1$) scheint mehr einem schaligen Aufbau infolge der Zwillingsbildung, als einer wirklichen Spaltbarkeit zu entsprechen. — Bruch uneben bis flachmuschlig, bei lockerer Aggregation erdig. — H. = 5.5—6.5. — Sp. G. = 4.9—5.3.

Opt.: Hämatit in der Form des Eisenglanzes hat Metallglanz und dunkelstahlgraue bis eisenschwarze Farbe, als Eisenglimmer und Eisenrahm hat er halb metallischen bis Diamantglanz, rote Farbe und ist durchscheinend bis durchsichtig, als Roteisenstein hat er auf Strukturflächen fast Glasglanz, auf Bruchflächen ist er matt bis erdig bei roten Farben. Strich kirschrot bis bräunlichrot. — Die Durchsichtigkeit des Eisenglanzes beginnt nach E. A. Wülfing (4) etwa bei 0.1 mm Dicke. Die Farbe im durchfallenden Lichte wechselt dann mit der Dicke vom tiefen Rot durch gelblichrot bis ins gelblichgrau. Der Pleochroismus, O bräunlichrot, E gelblichrot wurde zuerst von Fr. Rinne (5) an Einschlüssen im Oligoklas von Twedestrand und im Carnallit von Staßfurt, der negative Charakter der Doppelbrechung von L. Michel (6) an künstlich dargestellten Blättchen beobachtet. — E. A. Wülfing (4) fand an Prismen des Elbaner Eisenglanzes mit einem brechenden Winkel von 6°—10° für die Fraunhoferschen Linien:

| | A | B | C |
|---|---|---|---|
| $\omega$ = | 2.904 | 2.988 | 3.042 |
| $\varepsilon$ = | 2.690 | 2.759 | 2.797 |

mit einer Fehlergrenze von 5 Einheiten in der dritten Dezimale und leitete daraus auf graphischem Wege ab

$$\omega_{na} = 3.22,\ \varepsilon_{na} = 2.94;\ \text{also}\ \omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.28.$$

Die negative Doppelbrechung des Eisenglanzes hat also die gleiche Stärke, wie die positive des Rutils. — Nach dem Gladstoneschen Gesetz hätte man den Durchschnittsbrechungsexponenten 1.98 erwarten sollen.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar. Schm.-P. 1390°—1400° nach Doelter, 1300° nach Brun. In der Reduktionsflamme stark magnetisch werdend. Nur langsam in Säuren löslich. — Wird vom Magnetstabe nur wenig oder gar nicht angezogen, wenn er nicht mit Magnetit verwachsen ist.

Diagn.: Vom Magnetit unterscheidet den undurchsichtigen Eisenglanz der geringe oder fehlende Magnetismus und die weit langsamere Auflösung in Salzsäure. Der durchsichtige Eisenglimmer kann mit Göthit verwechselt werden, die trüben feinerdigen Aggregate auch mit Limonit.

Vork. Der Hämatit ist als Eisenglanz ein sehr verbreiteter selbständiger Gemengteil in den sauren Eruptivgesteinen, wie Granit und Syenit, Trachyt, Liparit und Andesit, auch in manchen Phonolithen und vertritt in gewissem Sinne den Magnetit; er gehört hier zu den ältesten Bildungen. Als Eisenglimmer tritt er in denselben eruptiven Gesteinen, aber vorzugsweise als Einschluß in anderen Gemengteilen auf, die dann durch ihn rot gefärbt erscheinen; so in dem Quarz, Feldspat und Glimmer der Granite, in den Hauynen der Phonolithe und Nephelin-, beziehungsweise Leucitgesteine. — In der Formation der krystallinen Schiefer erscheint der Eisenglimmer gleichfalls in weiter Verbreitung selbständig und als Einschluß in den übrigen Gemengteilen; besonders in den hellen Glimmerschiefern begegnet man demselben oft neben dem undurchsichtigen Eisenglanz, ebenso im Itabirit. Die rote Farbe der phyllitischen Schiefer ist fast regelmäßig durch reichliche und allgemeine Anwesenheit der Eisenglimmerblättchen bedingt. In diesen Schiefergesteinen ist nicht selten eine gesetzmäßige Verwachsung des Eisenglimmers mit Rutil (S. 52) wahrnehmbar. — Auch sonst ist der Eisenglimmer das verbreitetste rote Pigment in der Mineralwelt; es möge erinnert werden an den Sonnenstein, Carnallit, Topas, Heulandit vom Fassatal, Cancrinit, Apophyllit von der Seißer Alp und anderen Orten. Überaus verbreitet ist er in den Glimmern der pegmatitischen Ausscheidungen in Graniten und Gneißen, wo er oft zusammen mit Turmalin und Rutil durch seine gesetzmäßige Anordnung nach den sich unter 60° schneidenden Richtungen den Asterismus der Glimmer bedingt. Auf solche Vorkommnisse von Pennsbury und New Providence in Pennsylvania und von South-Burgess und Grenville in Canada beziehen sich die Untersuchungen von G. Rose (7). Schon Brewster (8) studierte analoge Vorkommnisse von Irkutsk in Sibirien, nennt aber den Eisenglimmer, der vielleicht titanhaltig war, Titanium. — Als lockeres Roteisenerz in feiner Verteilung ist der Hämatit in den sauren porphyrischen Gesteinen, Quarzporphyren, Lipariten, Quarzporphyriten und Daciten vorhanden. Er pigmentiert die Grundmasse dieser Gesteine besonders dann, wenn dieselbe eine mikrofelsitische Entwicklung annahm und kalireich war.

Recht verbreitet ist der Hämatit endlich teils in der Form des Eisenglimmers, teils als erdiger Roteisenstein in Pseudomorphosen nach Pyrit im Gebiet der phyllitischen Schiefer, sowie in Pseudomorphosen nach Olivin und Bronzit in den basischen Eruptivgesteinen (Melaphyren, Basalten usw.), endlich nach Granat in eruptiven und schieferigen Gesteinen. — Mikroskopische Untersuchungen über roten Glaskopf veröffentlichte A. Pelikan (11).

Die wichtigste künstliche Darstellung des Hämatits ist diejenige von Gay Lus-

sac (9). Derselbe erhielt tafelförmige Krystalle durch die Wechselwirkung von Wasserdämpfen und Eisenchlorid bei Rotglut; dieser Vorgang erklärt die Bildung des vulkanischen Eisenglanzes. Man erhält Blättchen von Eisenglimmer leicht durch Auflösung von Eisenoxyd in geschmolzenem Borax, Steinsalz oder Chlorcalcium. W. Bruhns (10) erhielt krystallisierten Eisenglimmer, als er frischgefälltes Eisenhydroxyd im geschlossenen Rohr 10 Stunden lang bei 250° C. mit Wasser erhitzte, dem eine Spur Fluorammonium zugesetzt war. Man hat bisher keine Darstellung, welche den Eisenglanz der krystallinen und phyllitischen Schiefer erklärte.

Literatur. (1) Z. D. G. G. **26**. 1874. 186. — (2) N. J. 1884. I. 216; 1886. II. 35; 1889. I. 237. — (3) N. J. 1886. II. 45. — (4) T. M. P. M. **15**. 1895. 68. — (5) N. J. 1890. I. 193. — (6) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1891. 159. — (7) S. B. A. 1869. 19. April. S. 352. — (8) Roy. Soc. Transact. XX, part IV. 550. — (9) Ann. Phys. et Chim. **22**. 1823. 415. — (10) N. J. 1889. II. 63. — (11) T. M. P. M. **14**. 1895. 7.

## Ilmenit.

Chem.: $FeTiO_3$ mit 52.7 % $TiO_2$, 47.3 % FeO. Isomorph mit Hämatit und mit diesem durch eine gliederreiche Reihe isomorpher Mischungen mit abnehmendem Gehalt an $TiO_2$ und FeO, zunehmenden an $Fe_2O_3$ verbunden. Ein oft vorkommender Gehalt an MnO deutet auf Beimischung des isomorphen Pyrophanitmoleküls, $MnTiO_3$, ein ebensolcher an MgO (bis 14 %) auf Beimischung des isomorphen Moleküls $MgTiO_3$.

a : c = 1 : 1.38458. Rhomboedrisch-tetartoedrisch.

Morph.: c = oR (0001), r = R ($10\bar{1}0$), d = $-2R$ ($02\bar{2}1$), e = $-\frac{1}{2}R$ ($01\bar{1}2$), m = $\infty R$ ($10\bar{1}0$), a = $\infty P2$ ($11\bar{2}0$), n = $\frac{4}{3}P2$ ($23\bar{4}3$). — Habitus meistens dünntafelförmig mit randlicher Begrenzung durch r, d oder a; auch rhomboedrisch durch r. Dünne Blättchen von unregelmäßigen, rundlichen, gezackten oder gelappten Umrissen, einzeln oder zu strahligen Wachstumsformen aggregiert. — Eingesprengt in feinsten Stäubchen und Schüppchen. — Derbe in Platten und Körnern. — Zwillingsbildungen wie bei Hämatit.

0001 : $10\bar{1}1$ = 57° 58′.5 0001 : $22\bar{4}3$ = 61° 33′ $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ = 94° 29′
0001 : $02\bar{2}1$ = 72° 38′ $22\bar{4}3 : \bar{2}4\bar{2}3$ = 52° 10′ $02\bar{2}1 : 2\bar{2}01$ = 111° 29′.5

Koh.: Ohne deutliche Spaltbarkeit. Bruch flachmuschlig. U. d. M. zeigt durchaus frischer Ilmenit keine Spaltrisse, aber bei Umwandlungsvorgängen tritt ein, vielleicht durch Zwillingsbau bedingter, Schalenbau nach r und c überaus deutlich hervor und liefert Spaltrissen ähnliche Strichsysteme. — H. = 5—6. — Sp. G. = 4.5—5.

Opt.: Metallischer bis halbmetallischer Glanz, eisenschwarz mit Stich ins Bräunliche bei greller Beleuchtung. Strich schwarz oder braun. Es gibt eine dem Eisenglimmer entsprechende, wie zuerst K. Hofmann (1) beobachtete, durchscheinende Abart, den Titaneisenglimmer oder Ilmenitglimmer, von halbmetallischem Glanze, durchsichtig mit nelkenbrauner bis krappbrauner Farbe und sehr starker Doppelbrechung. — Der ockerige, feinverteilte Ilmenit ist im auffallenden Lichte bräunlichschwarz bis dunkelbraun.

Reakt.: Unschmelzbar v. d. L. — Heiße Salzsäure greift ihn nur

sehr langsam an; die Lösung wird mit Zinnfolie erhitzt violett. Auch durch Behandlung mit heißer konzentrierter Schwefelsäure bekommt man eine blaue Lösung. Wird vom Magnetstabe gar nicht oder nur sehr wenig angezogen.

Diagn.: Vom Magnetit unterscheidet den Ilmenit die schwere Löslichkeit in Säuren und der mangelnde oder doch sehr schwache Magnetismus, vom Eisenglanz der Strich. Eisenglimmer und Titaneisenglimmer unterscheiden sich durch die Farbe. Die Unterscheidung von Ti-haltigem Magnetit kann sehr schwierig sein.

Umwandlung. Der Ilmenit ist sehr häufig in den Gesteinen mehr oder weniger vollständig in andere Substanzen umgewandelt. In den meisten Fällen beginnt diese Umwandlung mit der Ausbildung einer im auffallenden Lichte weißlichen, gelblichen, auch bräunlichen, nur wenig durchsichtigen, stark lichtbrechenden und bei hinreichender Durchsichtigkeit stark doppelbrechenden Substanz von bald körniger, bald deutlich strahliger Struktur. Die Fasern dieses Umwandlungsproduktes stehen dann senkrecht auf dem Ilmenit. Diese Substanz, welche sehr verschieden gedeutet worden ist und welche in ganz analoger Form um titanhaltiges Magneteisen und um Rutil auftritt, erhielt von C. W. Gümbel (2), der jedoch die Substanz für primär hielt, den Namen Leukoxen. F. Zirkel vermutete in derselben Siderit, E. Cohen Titansäure, Verf., sich auf gewisse Vorkommnisse mit deutlicher Spaltbarkeit stützend, Anatas, Fouqué und Michel-Lévy (3), sowie Hawes Titanit. v. Lasaulx (cf. S. 52) hielt diese von ihm Titanomorphit genannte Substanz, nach Analogie des von ihm untersuchten gleichartigen Umwandlungsprodukts von Rutil, für Kalktitanat. Die Analysen von Al. Cathrein (4) an dem Leukoxen, welcher den Ilmenit eines Gesteins aus dem Alpbachtal bei Brixlegg umrandet, wiesen nach, daß derselbe Titanit sei, ebenso wie das gleiche Umwandlungsprodukt des Rutils.[1]) Da aber die Untersuchungen von Diller (cf. S. 54) dargetan haben, daß auch der Anatas als Umwandlungsprodukt des Ilmenits auftreten kann, so möge in allen unentschiedenen Fällen der Name Leukoxen für diese Pseudomorphose beibehalten bleiben. Bei fortschreitender Umwandlung wächst der Leukoxenrand auf Kosten des Ilmenits und zwar so, daß die Umrisse von Ilmenit und Leukoxen stets geometrisch ähnlich bleiben (Bd. I. 2 Taf. II Fig. 5) — ein Umstand, der für die Pseudomorphosennatur des Leukoxens spricht. Zuletzt ist aller Ilmenit durch Leukoxen ersetzt. Zeigt der Ilmenit den schaligen Bau nach (10$\bar{1}$1) oder (0001), so folgt die Pseudomorphose diesen Schalen (Bd. I. 2 Taf. II Fig. 6) und ersetzt von den Schalengrenzen aus mehr und mehr den Ilmenit, der auf schmale Blätter beschränkt wird und zuletzt gänzlich verschwindet. Bei dieser Pseudomorphose von Titanit nach Ilmenit bilden sich in der Nähe des Ilmenits gern Calcit und Epidot und geben Kunde von den Vorgängen, welche die Pseudomorphose bewirkten. Die bräunliche bis gelbe Färbung mancher Leukoxene leitet Al. Cathrein nach den Ergebnissen seiner Analyse von mechanisch beigemengtem Rutil in Sagenitform ab, welcher bereits in Verwachsung mit Ilmenit vorhanden war und in diesem durch Anätzen mit Salzsäure bloßgelegt werden konnte. Dieselben ursprünglichen Verwachsungen von Rutil mit Eisenglanz beschrieb auch Gylling (5) u. a.; dieselben sind offenbar analog den makroskopischen Vorkommnissen vom Cavradi.

Diese Leukoxenumwandlung des Ilmenits vollzieht sich in eruptiven und schiefrigen Gesteinen ganz gleichmäßig. — Nach den bisher vorliegenden Erfahrungen ist dagegen eine Umwandlung des Ilmenits in eisenreiche Carbonate, wobei ein schon vorhandener Rutilgehalt erhalten bleibt oder die im Ilmenit enthaltene Titansäure als Rutil abge-

[1]) Nach einem Referat von E. Kalkowsky (N. J. 1886. I. 263) analysierte indessen Popow 1876 eine Leukoxenpseudomorphose nach magnesiahaltigem Titaneisen aus den Schischimsker Bergen im Ural und fand darin 58.85 $TiO_2$, 40.83 CaO, 0.58 FeO, d. h. Perowskit.

schieden wird, auf schiefrige Gesteine der Phyllitformation und phyllitisch entwickelte Schiefer jüngerer Formationen beschränkt. Man findet die Rutilnädelchen alsdann eingewachsen in den Carbonaten, welche an die Stelle des Ilmenits getreten sind.

Daß seinerseits der Ilmenit aus Rutil entstehen kann, wurde von v. Lasaulx (cf. S. 52) sehr wahrscheinlich gemacht.

Vork. Die Verbreitung des Titaneisens in der Form des Ilmenits ist eine sehr große. Er begleitet oder ersetzt den Eisenglanz in den Graniten, Syeniten usw.; er gehört zu den Nebengemengteilen in Dioriten, besonders aber in Diabasen, Gabbro, Anorthositen und verwandten Gesteinen, sowie in deren mesozoischen und jüngeren Äquivalenten, Augitporphyriten, Melaphyren, Basalten usw. In diesen Gesteinen gehört der Ilmenit, wie das ihn oft begleitende Magneteisen zu den ältesten Ausscheidungen aus den Gesteinsmagmen; seine Bildung geht derjenigen der Olivine und Pyroxene voraus, indessen scheint eine Wiederkehr seiner Entstehung auch in späteren Epochen der Gesteinsentwicklung vorzukommen. — Ebenso ist der Ilmenit ein häufiger Gemengteil der Gneiße, Glimmerschiefer und der Amphibolite der verschiedensten Lokalitäten. — In der Form des Titaneisenglimmers wies K. Hofmann (1) das Titaneisen in den Basalten des südlichen Bakony nach; ebenso ist er in Augitvitrophyriten und Melaphyren des Saar-Nahegebietes, sowie in den Nephelinbasalten und Monchiquiten des Kaiserstuhls vielfach verbreitet. Man wird nicht weit fehlgehen, wenn man auch die bekannten Interpositionen des Hypersthens, Diallags und verwandter Mineralien zu dem Titaneisenglimmer zählt. — Als ockeriges Titaneisen sind die feinstaubigen Pigmente zu bezeichnen, welche den Plagioklasen der Gabbros und Ophite so oft ihre eigentümlich braune Farbe geben und mit großer Wahrscheinlichkeit bestehen die Globulite basischer Gesteinsgläser (Augitvitrophyrite und Basalte) aus Titaneisen.

---

Pyrophanit. Nach Hamberg (6) $MnTiO_3$ mit $a:c = 1:1.369$, $0001:10\bar{1}1 = 57°41'$ $0001:02\bar{2}1 = 72°27'$, in dünnsten, parallel den Kanten gegen $(10\bar{1}1)$ gestreiften Blättchen, vollkommen spaltbar nach $(02\bar{2}1)$, H. = 5, sp. G. = 4.537. Mit halbmetallischem bis Glasglanz, tief blutrot bis gelblichrot in sehr dünnen Blättchen, sehr stark licht- und negativ doppelbrechend, ohne Pleochroismus. $\omega_{li} = 2.4414$, $\omega_{na} = 2.4810$, $\varepsilon_{na} = 2.21$. — $\omega - \varepsilon = 0.27$. — Kommt auf der Harstiggrube bei Paysberg in Wermland mit Manganophyllit, Granat und Ganomalit auf den Wandungen von Hohlräumen vor, die nachher mit Calcit gefüllt wurden. — L. Bourgeois (7) erhielt Pyrophanit durch Zusammenschmelzen von MnCl und $TiO_2$ bei Rotglut. Ebenso gelang ihm die Darstellung von $MgTiO_3$, $NiTiO_3$, $CoTiO_3$ und $FeTiO_3$. Die Nickelverbindung war gelblichgrün, die Kobaltverbindung tief violett, das Eisensalz undurchsichtig schwarz, die Formen, wo sie deutlich waren, Rhomboeder mit Basis.

Geikielith. Nach A. Dick (8) $MgTiO_3$ mit geringer Vertretung von Mg durch Fe, rhomboedrisch mit $a:c = 1:1.370$. Abgerundete Körner und Massen mit einzelnen Krystallflächen von $c = oR$ (0001) und $\varphi = {}^5/_8R$ $(50\bar{5}8)$, woran $c:\varphi = 44°20'$ und $c:r$ $(10\bar{1}1)$ als Spaltfläche $= 94°7'$ nach P. von Sustschinsky (9). — Spaltung deutlich nach r $(10\bar{1}1)$, schalige Absonderung nach c (0001). — H. = 6. — Sp. G. = 3.976. — Metallisch schwarz, in dünnsten Blättchen purpurrot durchsichtig. Hohe Licht- und sehr hohe Doppelbrechung mit negativem Charakter. Strich schwarz.

In feinem Pulver langsam in heißer konz. HCl löslich unter Ausscheidung von $TiO_2$. Wird auch von kalter HF bei längerer Behandlung gelöst. Unschmelzbar v. d. L., mit Phosphorsalz die Titanreaktion gebend. Stets mit Rutil verwachsen. Bisher nur aus den Edelsteingruben von Rakwana auf Ceylon bekannt.

Literatur. (1) Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Budapest 1879. 30. — (2) Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874. 22. — (3) Bull. Soc. géol. Fr. **6**. 1878. 164. — (4) Z. X. **6**. 1882. 244. — (5) N. J. 1882. I. 163. — (6) G. F. i Stockholm Förhdl. **12**. 1890. 598. — (7) Bull. soc. min. Fr. **15**. 1892. 194. — (8) Min. Mag. **10**. 1893. 145. — (9) Z. X. **37**. 1902. 57.

## Korund.

Chem.: $Al_2O_3$.

a : c = 1 : 1.3652 (1). Rhomboedrisch.

Morph.: r = R (10$\bar{1}$1), c = oR (0001), a = ∞P2 (11$\bar{2}$0), n = $\frac{4}{3}$P2 (22$\bar{4}$3), w = 2P2 (11$\bar{2}$1) und andere mP2 (hh$\bar{2}$hl), im Plumasit des Spanish Peak, Plumas Co., Californien nach A. C. Lawson (42) $\frac{16}{3}$P2 (8.8.$\bar{16}$.3), selten s = —2R (02$\bar{2}$1). Auf c und a öfter eine Zwillingsriefung parallel den Kombinationskanten mit r; a und die Pyramiden zweiter Ordnung gern horizontal gerieft durch oscillatorische Kombination, r bisweilen gerieft parallel den Kanten mit n. — Habitus entweder kurz, selten länger prismatisch durch a, oder tonnenförmig durch die Pyramiden zweiter Ordnung, sehr oft tafelförmig durch c mit randlichem r, a oder einer Kombination dieser Formen (Bd. 1. 2 Taf. III Fig. 1), selten rhomboedrisch durch herrschendes r mit kleinem c. — Auch Körner und derbe Massen.

0001 : 10$\bar{1}$1 = 57° 36′.5 10$\bar{1}$1 : $\bar{1}$101 = 93° 59′.5

0001 : 22$\bar{4}$3 = 61° 13′ 10$\bar{1}$1 : 1$\bar{1}$20 = 43° 0′.

Koh.: Daß die Teilbarkeit nach r (10$\bar{1}$1) keine eigentliche Spaltbarkeit sei, beobachtete schon Max Bauer (2); sie entspricht einem durch die polysynthetische Zwillingsbildung nach r bedingtem schaligen Bau und ist daher oft ungleich vollkommen nach den verschiedenen Flächen von r, je nachdem die Einschaltung von Zwillingslamellen spärlicher oder reichlicher ist, wie G. Tschermak (6) fand. — Ebenso findet sich eine Teilbarkeit nach c (0001), welches dann nach Judd (3) perlmutterglänzend bis fast metallisch glänzend ist, und auch gelegentlich nach a (11$\bar{2}$0), wie schon A. von Lasaulx (4) angibt. — Daß die Flächen von r (10$\bar{1}$1) Gleitflächen sind, bewies O. Mügge (5) und erkannte die Zwillingsbildung nach dieser Fläche als ein mechanisches Phänomen. — Bruch muschlig. — H. = 9. — Sp. G. 3.9—4.10.

Opt.: Hoher Glasglanz, auf c oft perlmutterartig. Farbe blau, rot, gelb, braun, violett, selten bronzefarbig (Kanada), selten grün, wie Pohlig (7) am Korund eines Auswürflings des Trachyttuffes von Königswinter am Siebengebirge beobachtete, grau, weiß, farblos. Im durchfallenden Lichte dieselben Farben in helleren Tönen. — Brechungsvermögen hoch, aber etwas wechselnd ohne Beeinflussung durch die Farbe, negative Doppelbrechung schwach. G. Melczer (3) bestimmte

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| hellroter Rubin von Birma | $\omega_C$ = 1.7643 | $\omega_D$ = 1.7675 | $\omega_F$ = 1.7751 | $\varepsilon_C$ = 1.7563 | $\varepsilon_D$ = 1.7594 | $\varepsilon_F$ = 1.7668 |
| farbloser Rubin von Birma | = 1.7653 | = 1.7686 | = 1.7762 | = 1.7572 | = 1.7605 | = 1.7679 |
| blauer Sapphir von Birma | = 1.7658 | = 1.7692 | = 1.7764 | = 1.7577 | = 1.7609 | = 1.7681 |
| farblos. Sapphir von Birma | = 1.7661 | = 1.7695 | = 1.7764 | = 1.7581 | = 1.7613 | = 1.7682 |
| künstl. Korund von Frémy | = 1.7704 | = 1.7738 | = 1.7813 | = 1.7619 | = 1.7655 | = 1.7726 |
| Korund v. Ceylon. A. Osann | $\omega_{na}$ = 1.7690 | | | | $\varepsilon_{na}$ = 1.7598 | |

$\omega - \varepsilon$ = 0.008—0.009; ein wenig schwächer als bei Quarz.

Optische Anomalien, welche sich besonders in Störungen des Interferenzbildes äußern und als Zweiaxigkeit gedeutet worden sind, beobachteten schon A. Des Cloizeaux, E. Mallard und G. Tschermak (6). Daß diese mit der Zwillingslamellierung nach r im engsten Zusammenhang stehen, wies A. von Lasaulx (4) nach; er erklärte die beobachteten Erscheinungen analog, wie beim Rutil (S. 50). Allerdings fand er beim Korund auch die eingeschalteten Zwillingslamellen z. T. zweiaxig. Basale Schnitte der mikroskopischen Korunde ohne Zwillingslamellen geben durchweg das normale Interferenzbild. — Auch der Schalenbau nach a (11$\bar{2}$0) führt gelegentlich zu unbedeutenden Störungen; mit diesem Schalenbau ist oft ein zonarer Farbenwechsel verbunden.

Pleochroismus ist nur bei tiefer Färbung deutlich, bei Sapphir und Smirgel ist O blau, E meergrün, hellbläulich bis farblos, nach J. W. Judd (23) O tiefpurpur, E sehr schwach gelb an Korund von Pipra, nach F. Rinne (24) O rotviolett, E gelblichrot an künstlichem Korund, nach O. Mügge (25) O pfirsichblütrot bis bläulichrot, E blaßrötlichgelb bis strohgelb und grünlichgelb an künstlichen Krystallen.

Daß der Asterismus mancher Korunde mit der Interposition von Rutilnädelchen zusammenhänge, die in der Fläche c (0001) parallel den Kanten gegen a (1120) geordnet sind, erkannte G. Tschermak (6).

Reakt.: V. d. L. unveränderlich; das feine Pulver längere Zeit mit Kobaltsolution geglüht wird schön blau. In Säuren und schmelzender Soda unlöslich, mit Kaliumbisulfat aufschließbar.

Diagn.: Die hohe Härte, das chemische Verhalten, die hohe Lichtbrechung bei negativer Einaxigkeit lassen keine Verwechslung mit anderen Mineralien zu.

Vork. Die Korunde besitzen keine besondere, für sie charakteristische Mikrostruktur. Die Durchsichtigkeit der edlen Varietäten hat früh zum Studium ihrer Einschlüsse geführt, unter denen Gase und Flüssigkeiten (oft liquide Kohlensäure), sowie Rutilnädelchen und sagenitische Gewebe eine große Verbreitung haben. Glaseinschlüsse wurden in den Korunden mancher Ergußgesteine beobachtet. Über solche Einschlüsse berichteten H. Clifton Sorby (8), G. Tschermak (6), W. Prinz (9), J. W. Judd u. a.

Daß vereinzelte Korunde (Sapphire, Rubine) in Eruptivgesteinen und den mit ihnen verbundenen losen Auswurfmassen vorkommen, ist eine altbekannte Tatsache. Ebenso begegnet man ihm in Erguß- und Ganggesteinen bisweilen vergesellschaftet mit Spinell, Cordierit, Granat, Sillimanit u. a. in sogenannten begleitenden Bestandmassen, wie z. B. in den Kersantiten von Michaelstein am Harz, wo ihn Max Koch (10) beschrieb. Aber er behält in allen diesen Vorkommnissen den Charakter eines Fremdlings und gehört nicht zum eigentlichen Gesteinsbestande. Man leitet ihn in solchen Fällen und gewiß mit Recht von mehr oder weniger vollkommen eingeschmolzenen und aufgelösten Einschlüssen der Nebengesteine ab, wie auch L. V. Pirsson (11) in einem, wesentlich aus Pyroxen und Biotit bestehenden Ganggesteine vom Yogo Gulch in Montana ihn aus Tonschiefereinschlüssen erklärt. — Auch daß der Korund in Tiefengesteinen und besonders in pegmatitischen Ausbildungsformen und Gängen dieser gelegentlich auftritt, ist seit langer Zeit bekannt. In neuerer Zeit haben besonders J. Morozewicz (12) korundreiche Syenite und Syenitpegmatite von Nikolskaja Sopka in der Gegend von Kystym und Sseljankina im Ural, W. G. Miller (13) korundreiche Syenite und Eläolithsyenite im östlichen Ontario, Th. H. Holland (26) im Distrikt Coimbatore in der Präsidentschaft Madras nachgewiesen. W. G. Miller (14) beschreibt ferner korundführende Hornblendeanorthosite aus den Townships Hinchinbrooke, Bedford und Sherbrooke im

östlichen Ontario, wie man sie schon früher vom Bergbezirk Kystym im mittleren Ural kannte. Hier sind sie zuletzt von Morozewicz (12) als Kyschtymit beschrieben. In großer Verbreitung kennt man ferner den Korund durch J. H. Pratt (15), Francis P. King (27). J. W. Judd und W. E. Hidden (16) u. a. aus den Peridotiten von Nord Carolina und den angrenzenden Staaten der Union. Über die verschiedenartigen Vorkommnisse von Korund in ostindischen Tiefengesteinen berichtet ausführlich Th. H. Holland (17). Aber trotz dieser zahlreichen Beispiele ist noch kein Eruptivgestein nachgewiesen, in welchem der Korund allgemein und gleichmäßig verbreitet wäre, nach Art eines wesentlichen oder Nebengemengteils, wenn man von dem Plumasit Lawsons (42) absieht.

Als Kontaktmineral wurde der Korund zuerst von F. Teller und C. von John (18) in und an den Dioriten von Klausen in Tirol, dann von W. Salomon (19) am Tonalit des Monte Aviolo, von A. K. Coomára-Swámy (43) in Hornfelseinschlüssen des quarzarmen Granits von Pont Paul bei Morlaix, Finistère, dargetan. Derselben Kategorie gehören wohl auch die mit Gabbrogesteinen in Verbindung stehenden Vorkommen im Hercynit von Ronsdorf in Böhmen (20), welches E. Kalkowsky, aus der Cortlandt Series in New York, welches G. H. Williams (21) und vom Frankenstein im Odenwald, welches A. Andreae und W. König (22) besprachen. Die Begleiter des Korunds sind hier fast immer Spinell, Sillimanit, Rutil und Eisenerze, auch Andalusit und Turmalin.

Als Kontaktmineral und in den Effusivgesteinen scheint der Korund durchweg dünntafelförmigen Habitus zu besitzen, in den Tiefengesteinen kommt auch der prismatische und der tonnenförmige Habitus vor.

Im krystallinen Schiefergebirge erscheint der Korund als spärlicher Übergemengteil in gewissen Gneißen und Granuliten, ganz besonders häufig in den körnigen Kalken und Dolomiten und den in geologischer Verknüpfung mit diesen erscheinenden Pyroxeniten und Kalksilikatfelsen. Dahin gehören die Vorkommnisse von Birma. Madras und Ceylon, die von C. Barrington Brown und J. W. Judd (28), A. Lacroix (29) u. a. beschrieben wurden. — Neben Granat, Biotit, Graphit, Staurolith und Rutil fand P. H. Pratt (30) den Korund in Hornblendeschiefern der Macon Co. in Nord Carolina; auch als Gemengteil in Quarzitschiefern der Staaten Georgia und Nord Carolina beobachtete er ihn. — Als selbständiges Gestein bildet der Korund nach J. W. Judd (31) mächtige Lager, schön purpurrot zwischen Pipra und Kádopáni im Distrikt South-Rewah, grau im Staate Mysore und bei Upinangadi im Distrikt South-Kanara. Die Lager stehen in geologischer Verbindung mit Amphiboliten und granulitischen Hornblende — Feldspatgesteinen. Hierher gehören dann auch die Smirgellager im Glimmerschiefer von Naxos, über die G. Tschermak (32) berichtete, am Gümmüschdagh in Kleinasien und bei Chester in Massachusetts.

Bei der Verwitterung des Korunds, die noch wenig mikroskopisch untersucht wurde, bildet sich besonders oft Kaliglimmer.

Künstliche Darstellung. Unter den mannigfachen Methoden zur künstlichen Darstellung des Korunds besitzen die folgenden wohl die größte geologische Bedeutung. Senarmont (33) erhielt Korundrhomboeder, als er eine Lösung von Chloraluminium oder Aluminiumnitrat in der geschlossenen Röhre auf 350° C erhitzte. — H. Sainte-Claire Deville und Caron (34) erhitzten Fluoraluminium in einem Kohlentiegel, in welchem ein Kohlenschälchen mit Borsäure aufgehängt war, zur Weißglut. Der Korund krystallisierte in hexagonalen Tafeln. — Hautefeuille (35) leitete über amorphe Tonerde in einem hellrotglühenden Platinrohr Dämpfe von Flußsäure, die durch Stickstoff und Wasserdampf verdünnt waren, und erhielt hexagonale Täfelchen und Wachstumsformen des Korunds an den heißesten Stellen der Platinröhre. — Frémy und Feil (36) schmolzen in kieselsäurereichen irdenen Tiegeln gleiche Gewichte von Tonerde und Mennige. Durch die Einwirkung der Kieselsäure des Tiegels auf das gebildete Bleialuminat wird Tonerde frei und krystallisiert am Boden des Tiegels in schönen hexagonalen Tafeln. — Fouqué und Michel-Lévy (37) beobachteten die Bildung von Korund in hexagonalen Lamellen an dem Deckel eines Platintiegels, in welchem Mikro-

klin mit Flußspat zusammengeschmolzen war. — W. Bruhns (38) erhielt Korundkrystalle, als er amorphe Tonerde mit Wasser, das eine Spur $NH_4F$ enthielt, 10 Stunden lang in der geschlossenen Röhre auf 300° C erhitzte. Bei 250° C blieb die Tonerde selbst nach 24stündiger Erhitzung amorph. — G. Friedel (40) fand, daß bei der Erhitzung von Alkalialuminat, welches durch Einwirkung von Natron auf Tonerdeüberschuß erhalten wurde, im geschlossenen Rohr bei 530° Korund, zwischen 500° und 450° Korund und Diaspor, unter 400° nur Diaspor entstand. — Von größter geologischer Bedeutung ist die Beobachtung von P. Hautefeuille und A. Perrey (39), daß der Korund aus geschmolzenem Nephelin auskrystallisiert. Die Krystalle waren tafelförmig nach oR (0001). Der Versuch gelang nicht, wenn das Natrium im Nephelin durch Kalium ersetzt wurde, wohl aber, wenn man statt des Nephelins Leucit benutzte. — Sehr eingehende und erfolgreiche Untersuchungen über die Krystallisation des Korunds aus Schmelzflüssen führte J. Morozewicz (41) durch.

Literatur. (1) G. Melczer, Über einige krystallographische Konstanten des Korund. Z. X. **35**. 1902. 561. — (2) Z. D. G. G. **26**. 1874. 186. — (3) Min. Mag. **11**. 1895. 49. — (4) Z. X. **10**. 1885. 346—365. — (5) N. J. 1884. I. 220; 1886. I. 146. — (6) T. M. P. M. **1**. 1878. 362. — (7) Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn 7. Mai 1888. — (8) Proceed. Rog. Soc. 1869. Nr. 109. — (9) Annales de la Soc. belge de microscopie. Bruxelles 1882. — (10) Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt für 1886. Berlin 1887. 44. — (11) Amer. Journ. **4**. 1897. 421. — (12) T. M. P. M. **18**. 1898. 202. — (13) Amer. Geologist **27**. 1901. 21. — (14) Amer. Geol. **24**. 1899. 276. — (15) Amer. Journ. **6**. 1898. 49. — (16) Amer. Journ. **8**. 1899. 370. — (17) A. Manual of the geology of India. Economic geology. Part I. Calcutta. 1898. Second edition. — (18) Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **32**. 1882. 589. — (19) Z. D. G. G. **42**. 1890. 450. — (20) Z. D. G. G. **33**. 1881. 533. — (21) Amerc. Journ. **33**. 1887. 135. — (22) Abhandl. d. Senckenberg. naturf. Ges. Frankfurt a. M. 1888. 62. — (23) Min. Mag. **11**. 1895. 59. — (24) N. J. 1900. I. 169. — (25) T. M. P. M. **19**. 1899. 165. — (26) Memoirs Geol. Survey of India **30**. 1901. part 3. 169. — (27) Geol. Survey of Georgia. Bull. Nr. 2. 1894. Atlanta. — (28) Trans. Roy. Soc. London 1896. vol. 187. S. 151. — (29) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 289. — (30) Amer. Journ. **10**. 1900. 295. — (31) Min. Mag. **11**. 1895. 56. — (32) T. M. P. M. **14**. 311. — (33) C. R. **32**. 1851. 762. — (34) C. R. **46**. 1858. 764. — (35) Ann. Chim. et Phys. **4**. 1865. 153. — (36) C. R. **85**. 1877. 1029. — (37) L. Bourgeois, Reproduction artificielle des minéraux. Paris 1884. 65. — (38) N. J. 1889. II. 63. — (39) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 147. — (40) Bull. Soc. min. Fr. **14**. 1891. 7. — (41) Z. X. **24**. 281; T. M. P. M. **18**. 1898. 1 und 109. — (42) Univ. of California Bull. Dep. of geol. **3**. 1903. 219. — (43) Q. J. G. S. **57**. 1901. 185.

## Brucit.

Chem.: $Mg(OH)_2$.

a : c = 1 : 1.5208. Rhomboedrisch.

Morph.: c = oR (0001), r = R $(10\bar{1}1)$. Dünne Tafeln mit Begrenzung durch r oder mit unregelmäßigen Umrissen. Blättrige oder schuppige, seltener fasrige Aggregate. — $0001 : 10\bar{1}1 = 60° 20'$; — $10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 97° 37'.5$.

Koh.: Vollkommen spaltbar nach c (0001) zu biegsamen Blättchen. Die Schlagfigur ist nach O. Mügge (1) ein sechsstrahliger Stern, wie bei Glimmer, Chlorit und Talk. Nach diesen Strahlen lassen sich Brucitblättchen sehr gut knicken. — H. = 2. — Sp. G. = 2.38 - 2.4.

Opt.: Perlmutterglanz auf (0001), sonst Glasglanz ins Wachsartige. — Farblos, weiß, grünlich, im durchfallenden Lichte farblos bis grünlich. Kräftige positive Doppelbrechung mit $\omega_\varrho = 1.560$, $\varepsilon_\varrho = 1.581$ nach Max

Bauer (2). Im Interferenzbild sind die isochromatischen Kurven oft elliptisch verzerrt. Anomale Zweiaxigkeit ist nicht selten und bisweilen verbunden mit wechselnder Orientierung der Axenebene.

Reakt.: Im Kölbchen geglüht wird er unter Wasserabgabe weißlich oder wenn Fe und Mn neben Mg vorhanden sind rötlich bis bräunlich trübe. Mit Kobaltsolution geglüht wird er blaßrot. — In Säuren ohne Brausen löslich. Ungeglühter Brucit wird im Schliff mit Silbernitrat befeuchtet nicht gefärbt, wohl aber geglühter und daher wasserfreier, zunächst braun, dann schwarz durch niedergeschlagenes Silberoxyd nach O. Leneček (3). V. d. L. nicht schmelzbar.

Diagn.: Vom Talk, Glimmer und Gyps unterscheiden den blättrigen Brucit die Einaxigkeit und der positive Charakter der Doppelbrechung in Spaltblättchen und im Schliff; ebenso die Löslichkeit in Säuren. Den fasrigen Brucit unterscheiden vom Hydromagnesit die stärkere Doppelbrechung, sowie das Ausbleiben von $CO_2$ Bläschen bei der Behandlung mit Säuren.

Vork. Der Brucit ist ein sparsam und in geringen Mengen in karbonathaltigen Phylliten und krystallinen Schiefern, in Aktinolith- und Hornblendeschiefern, sowie in Serpentinen und verwandten Gesteinen auftretendes Mineral, das besonders gern auf Klüften und Spalten der genannten Felsarten sich bildet. Daß der von Hauenschild (4) in den körnigen Kontaktkalken des Monzoni, den sogenannten Pencatiten und Predazziten, beschriebene Brucit nicht Brucit, sondern Hydromagnesit sei, tat O. Leneček (5) dar. Dieser ist hier, wie auch in den von Alf. Cossa besprochenen Sommablöcken ein Umwandlungsprodukt des Periklas.

Künstliche Darstellung. A. de Schultén (7) stellte künstlichen krystallisierten Brucit aus überhitzter und konzentrierter Kalilauge dar. — G. Friedel (8) bediente sich der Natronlauge bei 460° als Lösungsmittel.

Literatur. (1) N. J. 1884. I. 57. — (2) N. J. B. B. 2. 1883. 70. — (3) T. M. P. M. 12. 1892. 453. — (4) S. W. A. 49. 1869. 795. — (5) T. M. P. M. 12. 1892. 429 u. 447. — (6) Atti R. Accad. Linc. 2. 1876. 2. Jan. — (7) C. R. 6 Juillet 1885. — (8) Bull. Soc. min. Fr. 14. 1891. 74.

## Quarz.

Chem.: $SiO_2$.

a : c = 1 : 1.09997; trapezoedrisch-tetartoedrisch.

Morph.: p = R $(10\bar{1}1)$, z = — R $(01\bar{1}1)$, m = ∞R $(10\bar{1}0)$. An den in die miarolitischen Räume der Tiefen- und Ganggesteine hineinragenden Krystallspitzen und an den in Drusen oder Klüften der Sedimentgesteine gebildeten Quarzen finden sich selten auch einzelne Rhomben- und Trapezflächen. — Habitus vorwiegend dihexaedrisch mit oft vorherrschendem p $(10\bar{1}1)$; seltener rhomboedrisch durch starkes Zurücktreten oder Fehlen von z $(01\bar{1}1)$. Prismenflächen meistens klein oder auch ganz fehlend, p und z oft korrodiert (Bd. I. 1 Taf. XIII Fig. 2). Kanten und Ecken gewöhnlich gerundet, besonders stark bei den Einsprenglingen der Gang- und Ergußgesteine, in geringerem Grade oder gar nicht bei den idiomorphen Quarzen der Sedimente. — Zwillingsbildung nach a $(10\bar{1}0)$ von zwei rechten oder zwei linken Krystallen ist sehr verbreitet nach A. Osann (1) und O.

Mügge (2) bei den pyrogenen Quarzen der Gang- und Ergußgesteine. Zwillingsverwachsung von Rechtsquarz mit Linksquarz ist recht selten, häufiger die Parallelverwachsung von Rechts- mit Linksquarz, das sog. brasilianische Gesetz. O. Mügge fand unter 888 untersuchten Quarzplättchen aus 16 verschiedenen Gesteinen 506 verzwillingte mit gleichem Sinn der Drehung, 382 einfache und 12 mit paralleler Verwachsung von Rechts- und Linksquarz. Dieselben Verwachsungen fand A. Bömer (3) bei den Quarzkrystallen aus den liegenden Mergeln des Mittleren Keupers von Vlotho, aus dem eisenschüssigen Quarzit des Unteren Weißjura von Bramsche und aus dem devonischen Dolomit von Suttrop.

$10\bar{1}1 : 01\bar{1}1 = 46^\circ 16'$ $10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 85^\circ 46'$ $10\bar{1}1 : 10\bar{1}\bar{1} = 76^\circ 26'$

Körner und körnige Aggregate; derbe Massen. — Stenglige Ausbildung scheint beschränkt zu sein auf die schriftgranitischen Verwachsungen mit Feldspat und auf pseudomorphe Bildungen des Quarzes nach stengligen Mineralien, wie Fasergyps, strahligem Baryt (Bologneser Spat), Amphibol- und Serpentinmineralien. — Gerölle, Geschiebe, Sand.

Koh.: Spaltbarkeit mikroskopisch nicht wahrnehmbar; doch gibt Er. Mallard (4) an, daß in dünnen Blättchen nach einer Fläche von $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$ durch den Druck mit einer Nadelspitze Blätterdurchgänge nach den zur Schlifffläche senkrechten Flächen von p $(10\bar{1}1)$ und z $(01\bar{1}1)$ in die Erscheinung treten. — Bruch muschlig, bei gepreßten Quarzen uneben. — Rhomboedrisch-schaliger Bau gibt sich gelegentlich durch die Anordnung von Interpositionen zu erkennen. — Dem Gebirgsdruck gegenüber verhält sich der Quarz ungemein nachgiebig, so daß Biegungen und Torsionen von hohem Betrage möglich sind, ohne daß Zertrümmerung eintritt. Die hierbei in Wirkung tretenden Gleit- und Torsionsrichtungen entbehren noch einer genaueren Untersuchung. Interessante Beiträge zu dieser Frage lieferte J. W. Judd (6) durch Beobachtungen an Rauchquarz von? Miask und an Amethyst, der durch starken Druck senkrecht zur Hauptaxe zerbrochen wurde; die Flächen von p und z werden als Gleitflächen aufgefaßt. — H. = 7. — Sp. G. = 2.65.

Von hoher Bedeutung für das Studium des gesteinsbildenden Quarzes ist seine chemische Kohäsion gegenüber dem Angriff mit Flußsäure. Über die Ätzfiguren desselben berichteten Leydolt (10), H. Baumhauer (11), Molengraaff (12), Penfield (39) und besonders A. Bömer (3).

Nach letzterem sind die Ätzfiguren, welche Fig. 29a und Fig. 29b nach Penfield wiedergeben, auf natürlichen Flächen Ätzgrübchen. Auf den für das Studium der Gesteinsquarze besonders wichtigen künstlichen Flächen parallel der Basis, welche sehr fein abgeschliffen sein müssen, aber nicht poliert zu werden brauchen, sind alle mit HF entstehenden Ätzfiguren Ätzhügel, die in Form und Lage abhängig sind von der Konzentration der Säure und deren Temperatur. Bei Anwendung einer bis etwa 20prozentigen Flußsäure (1 Teil konzentrierter künstlicher HF mit 4 Teilen Wasser) entstehen sehr langsam Ätzfiguren von der Lage und Form sehr flacher — mR (oh$\bar{h}$l), wie a Fig. 30, welche die Basis eines einfachen Rechtsquarzes darstellt. Bei Anwendung einer 20 bis 50prozentigen Säure erhält man (Fig. 30b) negative linke Trapezoeder, deren Spitzen durch

eine äußerst flache rechte trigonale Pyramide zugespitzt sind. Dadurch entstehen einseitige Fortsätze der Seiten der trigonalen Pyramide, welche stets nach rechts weisen, wenn die Figur so orientiert wird, daß eine ihrer Seiten rechts-links verläuft und die gegenüberliegende Ecke vom Beschauer abgewendet ist. Nach längerer Einwirkung der 50% Säure verschwinden die trapezoedrischen Ätzfiguren mehr oder weniger vollständig und die trigonale Pyramide waltet vor, wobei jedoch deren einseitige Fortsätze erhalten

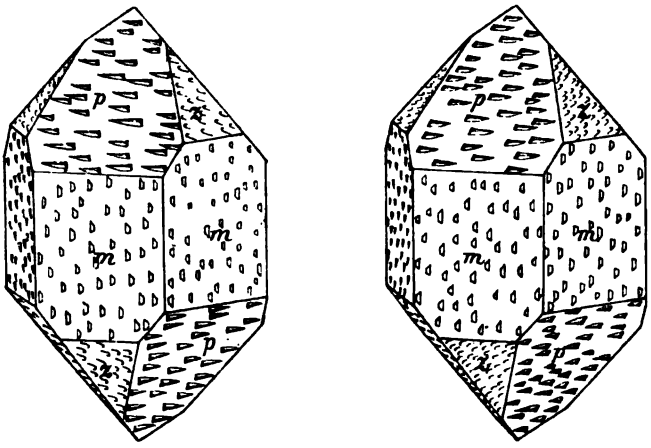



Fig. 29a. Nach Penfield. Fig. 29b.

bleiben (Fig. 30c). Ätzt man mit konzentrierter Flußsäure, so entstehen allein die rechten trigonalen Pyramiden (Fig. 30d), die aber nun beträchtlich steiler gegen (0001) geneigt sind, bis zu etwa 25°. Bei längerer Ätzung mit konzentrierter Säure entwickeln sich an den trigonalen Pyramiden Zuschärfungen von der Lage positiver rechter Trapezoeder (Fig. 30e).

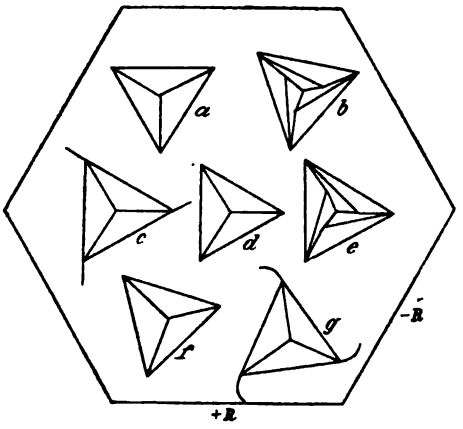



Fig. 30. Nach A. Bömer.

Bei der Behandlung der Platte mit konzentrierter Säure auf dem Wasserbade bei 100° entstehen sehr flache negative Rhomboeder. Wird eine mit den Ätzfiguren a bedeckte Platte noch einmal mit konzentrierter Flußsäure behandelt, so bilden sich allmählich zwischen und auf den Resten der durch die neue Behandlung veränderten Figuren a die für konzentrierte HF charakteristischen rechten trigonalen Pyramiden und bei nun nochmals wiederholter Ätzung mit 20% Säure drehen sich diese allmählich ohne erst zu verschwinden, bis sie in die Stellung negativer linker Trapezoeder (Fig. 30f) gelangen. Wird endlich eine in der Kälte mit konzentrierter Säure behandelte Platte im Wasserbade bei 100° weiter geätzt, so zeigen sich zahlreiche Ätzfiguren von der Lage positiver rechter Trapezoeder mit nach rechts verlängerten Seiten (Fig. 30g) und die Verlängerungen sind oft gekrümmt. — Bei rechten Quarzen erleiden danach die Ätzfiguren durch zunehmende Konzentration des Ätzmittels und Steigerung der Temperatur eine Drehung um die Hauptaxe nach rechts.

Bei linken Krystallen entstehen bei analoger Behandlung entsprechende Ätzfiguren, die danach zu denen eines rechten symmetrisch in Bezug auf die Fläche $\infty P2$ $(1\bar{2}10)$

liegen und also z. T. enantiomorph, z. T. identisch mit den beschriebenen sind. Die mit der Intensität des Angriffs (Konzentration der Säure) verbundene Drehung der Ätzfiguren erfolgt nach links. — Bei Zwillingsverwachsungen gleichdrehender Individuen sind die Ätzfiguren in den beiden Individuen um 180°, bez. 60° gegeneinander gedreht.

Bei schalig gebauten Quarzen beobachtete schon Leydolt (am Amethyst) und ebenso Bömer an Quarzen von Suttrop neben den normalen Ätzfiguren auch geradlinige Ätzwälle, welche parallel, seltener wenig schräg gegen die Seiten von ∞R (10$\bar{1}$0) verlaufen und sich niemals durchkreuzen (Fig. 31). Diese Ätzwälle pflegen sich besonders am Rande stark zusammenzudrängen, nach dem Zentrum des Krystalls hin weniger zahlreich zu werden.

Kann man neben den Ätzfiguren auch die Zirkularpolarisation prüfen, dann genügt

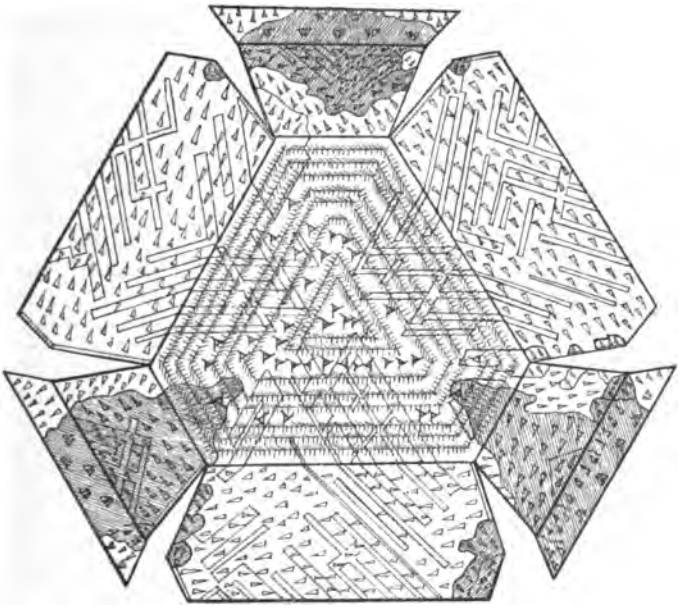


Fig. 31. +R, Maßtab 7 : 1.
Nach A. Bömer.

Basis mit dem angrenzenden Teile der Rhomboeder und Prismen: Hauptteil rechtsdrehend; die in Zwillingsstellung nach (10$\bar{1}$0) befindlichen Teile schraffiert; die in Parallelstellung befindlichen linksdrehenden Teile unschraffiert, in meistens geradlinig abgegrenzten Arealen.

zur Erforschung des Zwillingsbaus jede Form der Ätzfiguren. Ist man aber auf diese allein angewiesen, dann würden die mit 20% Säure entstehenden —mR (o h $\bar{h}$ l) nur über Zwillingsbildung nach ∞R (10$\bar{1}$0), nicht aber über Parallelverwachsung von Links- und Rechtsquarz Aufschluß geben. Vollen und genügenden Aufschluß geben allein die mit 20% bis 50% Säure in der Kälte sich bildenden, aus der Kombination eines negativen Trapezoeders mit einer trigonalen Pyramide bestehenden Ätzfiguren.

**F** Opt.: Auf Krystallflächen Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz. — Farblos, weiß, milchweiß bis bläulich, sapphirblau, rötlich bis ziegelrot, grün, grau, schmutzig braun bis schwarz. Im durchfallenden Licht farblos. Die weißen Farben scheinen vorwiegend von der Reflexion und Zerstreuung des Lichtes an zahllosen Flüssigkeits- und Gasein-

schlüssen herzurühren. Die intensiven blauen Farben sind durch Einschlüsse von Krokydolithnadeln und hier und da durch Turmalin, die roten durch Eisenglimmer und andere Eisenoxyde, die grünen durch Einschlüsse von Chlorit- und Amphibolmineralien, die grauen und schwarzen vorwiegend durch kohlige Pigmente und Graphit, z. T. auch wie H. Reusch (5) an manchen Blauquarzen Norwegens fand, durch Magnetit bedingt. Die Ursache der bläulichen Farbe mancher Granitquarze (Upsala u. a.) ist nicht bekannt.

Schwache positive Licht- und Doppelbrechung. — Die folgenden Brechungsexponenten gab Rudberg (7), die Drehung ($\alpha$) der Schwingungsebene des Lichtes in basalen Platten von 1 mm Dicke Soret und Sarasin (8)

| | B | C | D | E | F | G |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $\omega =$ | 1.5409 | 1.5418 | 1.5442 | 1.5471 | 1.5497 | 1.5543 |
| $\varepsilon =$ | 1.5499 | 1.5509 | 1.5533 | 1.5563 | 1.5589 | 1.5637 |
| $\alpha =$ | 15°,75 | 17°,32 | 21°,71 | 27°,54 | 32°,77 | 42°,60 |

$$\varepsilon_{na} - \omega_{na} = 0.0091.$$

In guten Dünnschliffen von 0.01—0.02 mm Dicke gehen die Interferenzfarben nicht über das Gelblichweiß der I. Ordnung hinaus. Die Zirkularpolarisation ist in denselben nicht erkennbar, da die Drehung der Schwingungsebene des gelben Lichtes nur höchstens 0° 43, des violetten 0° 85 betragen würde. Im Dünnschliff geben daher basale Schnitte anscheinend das normale Interferenzbild. Auch dickere Platten tun das bei innigster Mischung von Rechts- und Linksquarz.

Optische Anomalien sind in den gesteinsbildenden Quarzen sehr verbreitet. Dahin gehört im strengsten Sinne eigentlich nicht die sogenannte „undulöse Auslöschung" des Quarzes in gepreßten Gesteinen, d. h. die mit dem Ort wechselnde Lage der Auslöschungsrichtungen in einem anscheinend einheitlichen Individuum. Sie ist die notwendige Folge der durch den Gebirgsdruck bewirkten mechanischen Deformation. Diese steigert sich in manchen Schiefern zur deutlichsten Zweiaxigkeit in basalen Schnitten, und die Ebene der optischen Axen liegt dann in der Druckrichtung. — Über den gänzlichen Mangel der Zirkularpolarisation bei gemeinen Quarzen aus den toskanischen Gypslagern und Sedimenten des Renotales bei Bologna berichtete Gio. d'Acchiardi (9). Die dihexaedrischen Individuen mit oder ohne schmale Prismenflächen zerfallen hier in Sektoren, welche den 12 Dodekanten entsprechen würden; jeder Sektor zeigt eine mehr oder weniger deutliche fasrig-blättrige Struktur und die Fasern stehen senkrecht auf der äußeren Begrenzung der Sektoren. In basalen Schnitten tritt auf jedem Sektor die positive Bisektrix eines kleinen Axenwinkels (2E = 12°—18°, selten bis 24°) aus, die Ebene der Axen liegt genau oder annähernd parallel der äußeren Begrenzungskante. Bei kleineren Individuen, die den größeren aufgewachsen waren, wurde mehrfach trotz des gleichen Zerfalls in Sektoren die Verteilung der optischen Elastizität in diesen nicht verschieden, sondern durch den ganzen Durchschnitt gleichartig gefunden (vgl. Quarzin).

Pleochroismus zeigt der gesteinsbildende Quarz nicht.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar. Schm.-P. 1780° nach Brun. Das Quarzglas hat sp. G. = 2.2. Von gewöhnlichen Säuren wird er nicht angegriffen, von Flußsäure im Pulver leichter, im Dünnschliff nur langsam aufgelöst. Mit Soda bei hinreichendem Zusatz zu durchsichtiger Perle unter Effervescenz löslich.

**Diagn.: Die niedrige Licht- und positive Doppelbrechung in Verbindung mit der Farblosigkeit, dem Mangel jeder Spaltbarkeit und Verwitterung, sowie die Unangreifbarkeit durch Säuren bewahren ziemlich sicher vor einer Verwechselung des Quarzes mit anderen Mineralien. Von dem sehr ähnlichen frischen und farblosen Cordierit unterscheidet ihn die Einaxigkeit der zwischen gekreuzten Nicols dunkelbleibenden Schnitte. In sehr feinkörnigen Gemengen mit Feldspat genügt fast stets die höhere Lichtbrechung des Quarzes zur Unterscheidung; nötigenfalls, wenn der Feldspat, wie in den Paraaugitgneißen z. B., sehr basisch ist, entscheidet die Behandlung des Schliffes mit verdünnter HF oder mit HCl und darauf folgender Tinktion des leichter angegriffenen Feldspates.**

Vork. Als Granitquarz bezeichnet man den Quarz der Tiefengesteine, Granite, Syenite, Diorite usw., und der aus ihnen hervorgegangenen krystallinen Schiefer, der Orthogneiße. Er tritt hier in zweierlei Formen auf, derbe und stenglig. In der ersten Form ist er in seinen Umrissen durch die mit ihm assoziierten Mineralien bestimmt (allotriomorph) und bildet den jüngsten Gemengteil. Seltener erscheint er in rundlichen, angenähert dihexaedrischen Körnern oder in deutlichen Dihexaedern und ist dann im Feldspat regellos eingewachsen. Der Granitquarz ist in hohem Grade durch seinen Reichtum an Flüssigkeitseinschlüssen charakterisiert. Dieselben sind meistens in anscheinend regellosen Schwärmen und Zügen, bisweilen auch unverkennbar nach den Rhomboederflächen geordnet, und pflegen dicht gedrängt zu liegen, während zwischen den einzelnen Zügen verhältnismäßig einschlußfreie Stellen sich finden. Die Flüssigkeitseinschlüsse sind teils ganz mit Flüssigkeit (Wasser, seltener liquide Kohlensäure, oder beide) erfüllt, oder neben der Flüssigkeit findet sich eine Libelle. Das Größenverhältnis von Libelle und Flüssigkeit schwankt in den weitesten Grenzen. Mit den Flüssigkeitseinschlüssen zusammen trifft man wohl stets Gaseinschlüsse, deren Inhalt vermutlich aus Wasserdampf besteht. In den Flüssigkeitseinschlüssen sind gelegentlich krystalline Ausscheidungen von zumeist würfelförmiger Gestalt (Bd. I. 1 Taf. IX Fig. 6) vorhanden, die nach Beobachtungen von F. Zirkel (13) in manchen Fällen dem Kochsalz angehören dürften, während in anderen Fällen die mit der Temperatur stark wachsende Löslichkeit dieser Würfelchen in der Flüssigkeit des Einschlusses gegen eine solche Annahme spricht. — Nächst den Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen sind in den Granitquarzen äußerst feine und undurchsichtige Mikrolithe recht verbreitet, die G. W. Hawes (14) zuerst nach dem von ihm beobachteten Übergang in wohl erkennbaren Rutil diesem Mineral zuwies. Ein exakter Nachweis für die Richtigkeit dieser Vermutung ist bisher nicht geliefert. Bei der großen Verbreitung dieser Interpositionen bedarf es keiner Angabe bestimmter Fundorte. — Der derbe Granitquarz trägt in randlicher Zertrümmerung der größeren Körner, sowie in einer welligen Auslöschung, der Folge einer stetig sich ändernden Richtung der Hauptaxe in einem und demselben Korn, oft deutlich die Spuren mechanischer Deformation an sich, welche man wohl mit Recht als von gebirgsbildenden Kräften und Prozessen herrührend ansieht.

Mehr oder weniger stenglig bis blättrig ist der Quarz in den sog. Schriftgraniten oder Pegmatiten, deren Eigentümlichkeit darin liegt, daß zahlreiche, untereinander genau parallele Individuen von Quarz einem einheitlichen Feldspatindividuum eingebettet sind. Auf einer basischen Spaltfläche des Feldspats zeigen die Quarze teils ganz unregelmäßige, teils dreiseitige oder auch trapezartige Durchschnitte und umschließen gern vollständig oder teilweise eine Axe von Feldspat. Auf der Spaltfläche nach M erkennt man fast stets eine starke parallele Riefung der Quarzstengel. Ob immer und in wie weit eine Gesetzmäßigkeit in der krystallographischen Orientierung des Quarzes und des Feldspates bei diesen schriftgranitischen Verwachsungen vorhanden sei, ist noch wenig untersucht. F. Wyronboff (40) erinnert daran, daß schon Breithaupt erkannte, daß in manchen Fällen eine Fläche von $+R$ $(10\bar{1}1)$ des Quarzes parallel einer Fläche von $\infty P$ (110) des Orthoklas und die geneigte Diagonale von $(10\bar{1}1)$ parallel der

Kante P : M (001 : 010) des Feldspates, in anderen Fällen eine Fläche von $+R(10\bar{1}1)$ des Quarzes parallel P (001) des Feldspates und die geneigte Diagonale der Fläche von $(10\bar{1}1)$ parallel der Kante P : M (001 : 010) liegt, und erwähnt einer dritter Art der Gesetzmäßigkeit, wobei eine Fläche von $+R(10\bar{1}1)$ des Quarzes parallel $\infty P\bar{\infty}(100)$ des Feldspates und die Diagonale von R parallel der Kante 100 : 010 des Feldspates gerichtet ist. Högbom (15) fand, daß im Schriftgranit von Hitterö die Quarzlamellen im Feldspat senkrecht auf M und parallel der Murchinositspaltfläche $(\bar{8}01)$ so geordnet waren, daß die Hauptaxe des Quarzes senkrecht zu $(\bar{8}01)$ lag. Der Feldspat ist Mikroklinperthit. — Genau dieselben Formen der Verwachsung von Quarz und Feldspat, wie im Schriftgranit, heißen bei mikroskopischen Dimensionen granophyrische Verwachsungen und gestalten sich hier (Bd. I. 1 Taf. X Fig. 4) noch bedeutend mannigfacher durch Übergänge zu aus Quarz und Feldspat gemengten sphärolithischen Büscheln und Sphärolithen. — Die mikroskopischen granophyrischen Verwachsungen bei unregelmäßiger, oft wurmförmiger Gestaltung des Quarzes wird von J. Sederholm (16) myrmekitisch genannt. — Der Feldspat der Schriftgranite und Granophyre ist bald Orthoklas, bald Mikroklin, bald Mikroperthit und Mikroklinperthit, bald Albit oder auch ein saurer Kalknatronfeldspat. — Auch mit Amphibol, Granat und anderen Mineralien verwächst der Granitquarz granophyrisch in manchen krystallinen Schiefern. — Högbom (15) beschreibt auch schriftgranitische Verwachsungen von Quarz mit Muscovit von Kimito in Finnland und Brodbo in Schweden, mit Turmalin von Gellivara, von der Krokgrube im Kirchspiel Wånga in Ostgothland. Es ist nicht ausgeschlossen, daß in beiden Fällen nur Verdrängung oder Ersetzung des Feldspats durch Muscovit, bez. Turmalin vorliegt.

Der Porphyrquarz zeigt ursprünglich stets wohlentwickelte Krystallform, die allerdings durch chemische Korrosion und mechanische Deformation in vielen Fällen mehr oder weniger vollkommen verloren gegangen sein kann. Trotzdem zeigt sich nirgends eine Abhängigkeit der Formen von den assoziierten Mineralien und die Bildung dieser Quarze zu einer Zeit, wo sich ein größerer oder kleinerer Teil des Gesteins noch im Magmazustand befand, ist sicher nachzuweisen. Der Porphyrquarz ist ein wesentlicher Gemengteil der Granitporphyre, Quarzporphyre, Quarzporphyrite, Liparite und Quarzandesite. — Die Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse der Granitquarze finden sich auch hier, jedoch im allgemeinen nicht in der Menge, wie dort. Zu ihnen gesellen sich als sehr charakteristisch die den Granit- und Schieferquarzen fehlenden Glaseinschlüsse von rundlicher oder dihexaedrischer Form (Bd. I. 1 Taf. IX Fig. 1). Phänomene der mechanischen Deformation sind, wenn man von den, der Glaseinschlüsse anscheinend entbehrenden, sonst aber sehr nahe verwandten Quarzen gewisser Porphyroide absieht, im ganzen recht selten, soweit dieselben auf gebirgsbildende Kräfte zurückgeführt werden müssen. Zerbrechungen durch fluidale Bewegung der noch plastischen Gesteinsmasse sind häufig. In hohem Grade charakteristisch sind die bei Granit- und Schieferquarzen fehlenden chemischen Korrosionen bei den Porphyrquarzen (Bd. I. 1 Taf. XIII Fig. 2).

In den porphyrischen Gesteinen findet sich der Quarz nicht selten in kugeligen Formen, welche bald aus einem einzigen Individuum, bald aus zwei oder drei, selten mehr Individuen bestehen, die dann als Kugelsektoren erscheinen. Michel-Lévy (17) hat diese Form als Quartz globulaire bezeichnet. Diese Gebilde scheinen dadurch zu entstehen, daß um schon vorhandene Krystalle von Porphyrquarz sich später von neuem Quarzsubstanz ansetzte, die von den nächstliegenden Individuen krystallographisch orientiert wurde, aber nicht zu äußerem krystallographischen Formenabschluß gedieh. Es wären dann das oder die orientierenden älteren Individuen nicht immer im Dünnschliff sichtbar. Die Substanz derartiger Gebilde ist wohl immer oft mehr oder weniger reichlich mit Mikrofelsit untermengt.

Mit den Porphyrquarzen nahe verwandt sind die von J. Lehmann (18) beschriebenen Quarzkrystalle, welche durch Einwirkung basischer Lavagesteine auf eingehüllte Fragmente der durchbrochenen kieselsäurereichen Sedimente entstanden und welche er vom Laacher See, der Hannebacher Ley, Niedermendig, Mayen und Ettringen studierte. Dieselben sind in hohem Grade interessant durch das Auftreten der so seltenen Basis als Krystallfläche. — K. von Chrustschoff (19) beschrieb ähnliche

Quarze aus Graniteinschlüssen im Basalt von Striegau in Schlesien und im Nephelinbasalt von Roßdorf bei Darmstadt.

Der klastische Quarz der Sandsteine, Grauwacken und verwandter Felsarten entbehrt im allgemeinen der Krystallform und ist je nach Dimensionen und Art des Transportes eckig oder rundlich; die Form der Körner ist wesentlich nicht durch die Aggregation mit anderen Mineralien, sondern durch den mechanischen Akt der Zusammenschwemmung bedingt. Die Mikrostruktur der einzelnen Körner ist diejenige der Quarzart, zu welcher dieselben ursprünglich gehörten. Naturgemäß herrscht die Mikrostruktur der Granit- und Schieferquarze. Durch sekundär um die an und für sich klastischen Körner in krystallographischer Orientierung abgelagerte, neuzugeführte Kieselsäure können aus den Körnern Krystalle werden (sog. krystallisierte Sandsteine usw.). Derartige regenerierte und ausgeheilte Quarze sind auch in den Tonschiefern keine seltene Erscheinung. G. Spezia (20) stellte in scharfsinniger Weise die Tatsache fest, daß das Ausheilen eines verletzten Quarzkrystalls weit rascher parallel der Hauptaxe als senkrecht dazu stattfinde. Das kann man oft bei Krystallsandsteinen, Grauwacken usw. in den sog. secondary enlargements beobachten.

Außerordentlich verbreitet ist der Quarz in idiomorphen Krystallen in den verschiedensten Karbonatgesteinen vom körnigen Kalk und körnigem Dolomit bis zum dichten Kalkstein und Dolomit, in Kalk- und Dolomitmergeln, besonders auch in Gipsen und selbst in den Steinsalzlagern, von den ältesten bis zu den jüngsten Formationen. Diese Quarze stehen an vielen Orten an Mannigfaltigkeit des Zwillingsbaus und an Anomalien der äußeren Formen, wie Biegung und Torsion der Flächen den Bergkrystallen in nichts nach, wie besonders die oben zitierte Arbeit Bömers und die Mitteilungen von A. Lacroix in seiner Minéralogie de la France, Paris 1901, III, 108—120 dartun. Sie sind oft wasserhell, oft aber auch überfüllt mit Partikeln des Gesteins, in welchem sie sich bildeten, also mit Calcit, Dolomit, Anhydrit, Gips, Ton und kohliger Substanz (Stinkquarz), Eisenhydroxyd und Eisenglimmer (sog. Eisenkiesel). Diese Einschlüsse sind besonders gern zentral angehäuft, auch wohl in konzentrischen Zonen geordnet. Das gleichzeitige Auftreten von Gips und Anhydrit in Quarzen aus Gipsen des Röth bei Jena benutzte E. Zschimmer (21) zum Nachweis, daß diese sich während der Umwandlung des Anhydrits zu Gips bildeten.

Der sogenannte Quarz der Kieselschiefer und verwandter Gesteine bedarf noch einer genaueren Untersuchung und gehört wahrscheinlich ursprünglich gar nicht zum Quarz, sondern zu anderen Formen des $SiO_2$.

Der Gangquarz bildet derbe Massen von körniger Aggregatform, deren Mikrostruktur durch die Reichhaltigkeit an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen große Ähnlichkeit mit derjenigen der Schieferquarze besitzt. Manche dieser Quarzgänge sind nur Pseudomorphosen nach Baryt in großartigem Maßstabe. — Derselben Art gehören auch die sekundären Quarze in den verschiedensten Gesteinen an, welche durch Zersetzung und Verwitterung der Silikatgemengteile entstehen und oft in Pseudomorphosen nach diesen und anderen Mineralien auftreten. Solche Pseudomorphosen (dieselben sind oft in wechselnder Menge mit Karbonaten und Limonit untermengt) kennt man nach Feldspat, Glimmer, Amphibol, Pyroxen usw. Es ist hervorzuheben, daß in solchen Pseudomorphosen der Quarz auch gelegentlich in fasrigen Aggregaten ausgebildet erscheint, aber stets nur dann, wenn das ursprüngliche Mineral fasrige Struktur hatte, wie fasriger Kalkspat, Fasergips, Asbest, Chrysotil, Krokydolith usw. Über derartige Pseudomorphosen vergleiche man G. Rose (22), G. Tschermak (23), F. Wibel (24), H. Fischer (25), A. von Lasaulx (26) u. a.

Über geschmolzenen Quarz als Bindemittel der Blitzröhren berichtete C. W. von Gümbel (27) und A. Wichmann (28).

Bei der ungeheuren Verbreitung und der hervorragenden geologischen Bedeutung des Quarzes haben die künstlichen Darstellungen dieses Minerals eine ganz besondere Wichtigkeit. So mannigfach nun auch zweifellos die Entstehung des Quarzes in der Natur ist, wo wir ihn als krystalline Ausscheidung aus schmelzflüssigen Magmen, aus normalen wäßrigen Lösungen und aus wahrscheinlich überhitzten wäßrigen Lösungen

(in metamorphen Gesteinen) kennen, so beschränkt sind bis auf den heutigen Tag die Methoden der künstlichen Darstellung. Aus überhitzten wäßrigen Lösungen wurde Quarz mehrfach und unter wechselnden Bedingungen dargestellt von Schafhäutl (29), Senarmont (30), Daubrée (31) und Friedel und Sarasin (32). — Hautefeuille (33) war der erste, dem die Krystallisation des Quarzes aus Schmelzflüssen gelang. Er erhielt meßbare Krystalle, als er amorphe Kieselsäure mehrere Wochen in einer schmelzflüssigen Mutterlauge von Natriumwolframat bei etwa 900° löste; der Versuch gelang auch, als Lithiumwolframat statt des Natronsalzes angewandt wurde. Ebenso krystallisierte der Quarz aus schmelzflüssigen Lösungen von Alkaliphosphaten und Alkalifluorüren bei 700°. — In Gemeinschaft mit Margottet (34) stellte derselbe Chemiker Quarzkrystalle aus schmelzflüssigen Lösungen eines Gemenges von Chlorlithium und Lithion bei dunkler Rotglut dar. — Parmentier (35) ersetzte mit Erfolg in den zuerst erwähnten Versuchen von Hautefeuille das Natriumwolframat durch Natriummolybdat. — K. von Chrustschoff (36) erhielt Quarzkrystalle durch mehrmonatliche Erwärmung einer Lösung dialysierter Kieselsäure im zugeschmolzenen Glaskolben auf 250° C, also wohl nur eine Wiederholung der Daubréeschen Versuche. — W. Bruhns (37) erhielt auf ähnlichem Wege schon nach 10stündiger Einwirkung schöne Quarzkrystalle, als er dem Wasser etwas Fluorammon zusetzte.

J. Morozewicz (38) erhielt Quarzdihexaeder aus einem Schmelzfluß von 300 gr einer, dem isländischen Liparit entsprechenden, Mischung aus $SiO_2 . 3H_2O$, $Al_2O_3 . 3H_2O$, Siderit, Ca-, Mg-, $K_2$- und $Na_2$-Karbonat mit 1 gr Wolframsäure nach 31tägiger Schmelzung. Es bildete sich zunächst bei einer Temperatur, in der Orthoklas und Leucit schmelzen, ein homogenes bräunliches Glas. Nachdem dieses 2 Wochen auf der Temperatur des Augitschmelzpunktes erhalten war, wurde es porös mit weißlichen und gelblichbraunen Schlieren. In den weißlichen Schlieren waren mikroskopisch zahlreiche dihexaedrische Quarzmikrolithe erkennbar.

Literatur. (1) N. J. 1891. I. 108. — (2) N. J. 1892. I. 1. — (3) N. J. B. B. **7**. 1891. 516. — (4) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 61. — (5) N. J. 1883. II. 180. — (6) Min. Mag. **8**. 1888. 1 und **10**. 1893. 113. — (7) Pogg. Ann. **14**. 1828. 45. — (8) C. R. **81**. 1875. 610; **83**. 1878. 818; **84**. 1877. 1362. — (9) Atti Soc. tosc. Sc. Nat. Memorie **18**. Pisa 1898 und 1899. — (10) S. W. A. Math.-naturw. Cl. **15**. 1855. 59. und Jahrb. k. k. geol. R. **2**. 1851. 124. — (11) Z. X. **2**. 1878. 117. — (12) Z. X. **14**. 1888. 186; **17**. 1889. 137. — (13) N. J. 1870. 802. — (14) Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord 1878. 45. — (15) Bull. Geol. Instit. Upsala **3**. 1897. 433. — (16) Bulletin de la Commission géologique de la Finlande. No. 6. 113. Helsingfors 1897. — (17) C. R. 27. Dezember 1876 und Bull. Soc. géol. Fr. **5**. 1876. 140. — (18) Verhdl. naturhist. Ver. Bonn **34**. 1877. 203. — (19) T. M. P. M. **7**. 1886. 295 und Bull. Soc. min. Fr. **7**. 1885 64. — (20) Atti R. Accad. Torino. **33**. 1898. 289 und 636. — (21) T. M. P. M. **15**. 1896. 460. — (22) Z. D. G. G. **16**. 1864. 595. — (23) S. W. A. **46**. 1862. 488 und Z. D. G. G. **17**. 1865. 68. — (24) N. J. 1873. 367. — (25) T. M. M. 1873. 117. — (26) N. J. 1874. 164. — (27) Z. D. G. G. **34**. 1882. 647. — (28) Z. D. G. G. **35**. 1883. 849. — (29) Münchener gelehrte Anzeigen 1845. 557. — (30) C. R. **39**. 1849. 227. — (31) Ann. Min. **12**. 1857. 289. — (32) Bull. Soc. min. Fr. **2**. 1879. 113. — (33) C. R. **86**. 1878. 1133; **93**. 1880. 686 und Bull. Soc. min. Fr. **1**. 1878. 1. — (34) C. R. **93**. 1880. 636 und Bull. Soc. min. Fr. **4**. 1881. 244. — (35) Ann. scient. de l'Ecole Supérieure 1882. — (36) N. J. 1887. I. 205. — (37) N. J. 1889. II. 63. — (38) T. M. P. M. **18**. 1898. 158. — (39) Transact. Connecticut Academy **8**. 1889. 158. — (40) Bull. Soc. min. Fr. **25**. 209. 1902.

## Tridymit.

Chem.: $SiO_2$.

a : c = 1 : 1.6530.

Form.: c = oP (0001), a = ∞P (10$\bar{1}$0), p = P (10$\bar{1}$1), a (11$\bar{2}$0). Dünne Täfelchen von hexagonalem, bisweilen auch gerundetem Umriß.

Zwillinge und Drillinge nach $\frac{1}{6}P$ $(10\bar{1}6)$ und $\frac{3}{4}P$ $(30\bar{3}4)$ in Juxtaposition oder Penetration. $0001 : 10\bar{1}1 = 62° 21'$. — Bei Zwillingen nach $\frac{1}{6}P$ $(10\bar{1}6)$ schneiden sich die Basisflächen unter 35° 18', bei solchen nach $\frac{3}{4}P$ $(30\bar{3}4)$ unter 69° 52'. — Die gesteinsbildenden Tridymite haben stets mikroskopische Dimensionen und treten kaum je in Einzelindividuen, sondern fast stets in dachziegelartigen Aggregaten (Bd. I. 2, Taf. III, Fig. 2), in flachen Rosetten, oder seltener auch in kugligen Aggregaten auf.

Koh.: Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar, doch beobachtete A. von Lasaulx (1) an klaren makroskopischen Tridymiten die Bildung von Spaltrissen parallel der hexagonalen Begrenzung, wenn sie kurze Zeit in Kalilauge gekocht wurden. Trübe Blättchen zeigten bei der gleichen Behandlung nur parallele Risse. Bruch muschlig. — H. = 6.5. — Sp. G. = 2.28—2.33.

Opt.: Glasglanz. Wasserhell, weißlich, grau, gelblich. Farblos durchsichtig. — Schwache positive Doppelbrechung.

Die in den Gesteinen eingewachsenen kleinen Täfelchen verhalten sich anscheinend isotrop bei basaler Lage. Größere Individuen zeigen auf c (0001) eine oft recht komplizierte Felderteilung, wobei die einzelnen Felder sich doppelbrechend erweisen und im konvergenten Licht einen Axen-, bzw. Bisektricenaustritt erkennen lassen, der z. T. auf rhombisches, z. T. auf monoklines, z. T. auf triklines System deuten kann. Daraus schlossen A. von Lasaulx (1) und Max Schuster (2), der Tridymit sei mimetisch und die hexagonalen Blättchen bestehen aus zwillingsartig verbundenen mono- oder triklinen Individuen nach den Flächen eines Prismas von nahezu 60°. A. von Lasaulx bestimmte für die in der Basis oder doch nahezu in der Basis liegenden Hauptschwingungsrichtungen $\alpha = 1.4107$, $\beta = 1.4285$ und fand $2E = 65°—70°$. E. Mallard (3) bestimmte nach besseren Methoden den Durchschnittsbrechungsexponenten $n = 1.4775$, $\gamma - \alpha = 0.00185$, $\gamma - \beta = 0.00025$, $\beta - \alpha = 0.0016$, $2E = 22°$ an Krystallen des Puy des Capucins in der Auvergne. — A. Merian (4) wies nach, daß durch Erwärmung die Tridymittäfelchen isotrop werden und bei Abkühlung sich wieder optisch anomal verhalten. E. Mallard bestätigte diese Angabe Merians und bestimmte die Temperatur, oberhalb welcher sie sich normal verhalten, zu 130° mit einem möglichen Fehler von 5° etwa. A. Merian hatte sie zu etwa 400° geschätzt.

Reakt.: In kochender Sodalösung auflöslich. Sonst wie bei Quarz.

Diagn.: Die Formen der Kryställchen und ihre Aggregation in Verbindung mit der sehr geringen Lichtbrechung und Doppelbrechung lassen kaum eine Verwechslung mit anderen Mineralien zu.

Vork. Der Tridymit ist ein vorwiegend vulkanisches Mineral; er bildet einen nicht seltenen Gemengteil der Liparite, Trachyte und Andesite. G. vom Rath (5) entdeckte ihn in den Spalten und Drusen eines Augitandesits von San Christobal bei Pachuca in Mexico, Fr. Sandberger (6) unter denselben Verhältnissen bald darauf im Trachyt des Drachenfels und von Mont Dore-les-Bains, A. v. Lasaulx in zentralfranzösischen Trachyten und in demjenigen von Mount Tardree in Irland, A. Streng (7) im Porphyrit von Waldböckelheim. C. Dölter (8) beschrieb die von G. vom Rath aufgefundenen Tridymite aus dem Augitandesit von Gerenczes in der Hargitta in Siebenbürgen, Daubrée (9) aus den zeolithisierten Ziegeln der Wasserleitung von Plombières, Vélain (10) aus trachytischen Gesteinen von Aden. Zirkel (11) wies die weite Verbreitung des Tridymits in den Gesteinen nach. Alfr. Young (18) beschreibt den Tridymit als einen wichtigen Gemengteil in den Grundmassen von Laven aus dem Sambache-Fluß im Cotopaxi-Gebiet und aus Amphibolpyroxenandesit des Quilindaña, in denen er gewissermaßen die Rolle einer Mesostasis, bzw. des Glases einer

hyalopilitischen Grundmasse übernimmt. Auch als Einschluß in den Feldspateinsprenglingen führt ihn dieser Autor von der ecuatorianischen Ost-Cordillere an. — Das von G. Rose (12) konstatierte Vorkommen des Tridymits in den Opalen von Kosemütz, Kaschau und Zimapan, sowie in dem Kascholong von Island und von Hüttenberg in Kärnthen dürfte wohl auf thermalen Ursprung hinweisen und mit dem Vorkommen von Plombières vergleichbar sein. — In den Meteoriten ist Tridymit gleichfalls beobachtet worden.

Daß die großen und etwas trüben Tridymitkrystalle aus den Euganäen aus Quarz bestehen und eine Pseudo-, vielleicht auch Paramorphose seien, wurde von Mallard (17) erkannt.

Die zufällige Bildung von Tridymit bei dem Brande von Korndiemen beobachtete Vélain (13), in einem durch Blitzschlag geschmolzenen Dachschiefer auf dem Dominium Nieder-Prausnitz im Kreise Jauer erkannte ihn A. Schwantke (19), in den Zinkmuffeln fanden ihn neben Gahnit und Willemit Schulze und Stelzner (14).

Künstl. Darst. G. Rose (12) stellte Tridymit in Krystallen dar, indem er Kieselsäure oder Silikate in Phosphorsalz oder Borax auflöste; das sogenannte Kieselskelett, welches sich bei diesen Prozessen bildet, besteht aus Tridymit. Hautefeuille und Parmentier (cf. Quarz) erhielten ihn nach denselben Methoden, wie den Quarz, aber bei höheren Temperaturen. Der künstlich dargestellte Tridymit zeigt nicht selten dieselben optischen Anomalien, wie der aufgewachsene natürliche. — Über künstliche Bildung des Tridymits machen ferner Angaben K. von Chrustschoff (15) und W. Bruhns (16).

Literatur. (1) Z. X. 2. 1878. 253. — (2) T. M. P. M. 1. 1878. 71. — (3) Bull. Soc. min. Fr. 13. 1890. 161. — (4) N. J. 1884. I. 193. — (5) Pogg. Ann. 133. 1868. 507 und 135. 437. — (6) N. J. 1868. 466 und 723. — (7) T. M. M. 1871. 47 und N. J. 1872. 266. — (8) Verhdl. k. k. geol. R. 1876. 331. — (9) Bull. Soc. géol. Fr. 4. 1877. 523. — (10) Description géologique de la presqu'île d'Aden. Paris 1876. — (11) Pogg. Ann. 140. 1870. 492. — (12) S. B. A. 1869. 451—462. — (13) Bull. Soc. min. Fr. 1. 1878. 113. — (14) N. J. 1881. I. 120. — (15) N. J. 1887. I. 207. — (16) N. J. 1889. II. 64. — (17) Bull. Soc. min. Fr. 13. 1890. 161. — (18) Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere. Der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge Pasochoa, Rumiñahui, Sincholagua und Quilindaña. Berlin 1902. 195. — (19) N. J. Centralbl. 1904. 87.

## Calcit.

Chem.: $CaCO_3$; neben Ca kleine Mengen von Mg, Fe, Mn.

a : c = 1 : 0.8543, rhomboedrisch hemiedrisch; — $10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 74° 55'$.

Morph.: Der gesteinsbildende Calcit zeigt nirgends Krystallformen. Er bildet Körner und Körneraggregate, unregelmäßig begrenzte Blättchen und derbe Massen, welche die Gestalt der Räume haben, die sie füllen, stenglige Aggregate mit paralleler, divergenter oder radialer Anordnung der Strahlen oder endlich kugelrunde, eiförmige, scheibenförmige oder auch eckig-rundliche Aggregate mit konzentrisch schaligem Bau. — Bei den Körnern und Körneraggregaten ist die polysynthetische Zwillingsbildung nach $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ außerordentlich verbreitet. (Bd. I. 2 Taf. III Fig. 3.)

Die weite, man kann sagen allgemeine Verbreitung dieser Zwillingslamellierung im körnigen Kalk wies zuerst Oschatz (1) nach. Daß sie künstlich durch Druck hervorgebracht werden kann, zeigte E. Reusch (2) und hatte schon vor ihm Fr. Pfaff (3) und zuerst David Brewster (4) beobachtet. G. Linck (5) fand, daß schon die Erschütterung beim Schleifen in sehr dünnen Präparaten diese Zwillingslamellierung

hervorbringt. A. Stelzner (6) sprach es als wahrscheinlich aus, daß auch in den Individuen des körnigen Kalkes diese Zwillingsbildung ein Druckphänomen sei; daß diese Gesteine beträchtlichem Druck ausgesetzt waren, beweist die sehr verbreitete Krümmung und Biegung der Zwillingslamellen und die Deformation der Körner und ihrer Spaltflächen. Dieselben Deformationserscheinungen beobachteten F. D. Adams und J. Th. Michelson (15) und F. Rinne (16) bei Druckversuchen an isländischem Doppelspat. Inostranzeff (7) wies darauf hin, daß man sich dieser Zwillingsbildung zur Unterscheidung des Calcits von den übrigen rhomboedrischen Karbonaten, für welche das nächst stumpfere Rhomboeder keine Gleitfläche ist, bedienen könne.

Koh.: Die vollkommene Spaltung nach R ($10\bar{1}1$) liefert zahlreiche und scharfe Spaltrisse (Bd. I. 1 Taf. IV Fig. 2). — Gleitung nach $-\frac{1}{2}R$ ($01\bar{1}2$). — H. = 3, aber scheinbar geringer bei Kreide und anderen erdigen Ausbildungsformen. — Sp. G. = 2.714 bei vollständiger Reinheit, gewöhnlich schwankend zwischen 2.6—2.8.

Opt.: Glasglänzend bis schimmernd und matt je nach Korngröße und Reinheit der Aggregate. Farblos, weiß, in den Kalksteinen auch grau, gelblich, rötlich, bläulich, violett, braun bis schwarz durch mancherlei organische und anorganische Pigmente. Im durchfallenden Lichte farblos, grauweiß, gelblich, bräunlich. — Die starke negative Doppelbrechung mit $\omega_{na} = 1.6585$, $\varepsilon_{na} = 1.4864$, $\omega_{na} = \varepsilon_{na} = 0.1721$ bedingt bei der Farblosigkeit der Substanz die rötlichweißen und grünlichweißen Interferenzfarben der höheren Ordnungen und das Erscheinen mehrerer Ringe in der Interferenzfigur, auch bei den dünnsten Schliffen. Die beträchtliche Differenz im Reliefe der Calcitschnitte je nachdem das Licht sie als ordentlicher oder außerordentlicher Strahl durchläuft, tritt ebenso wie die sehr verschieden starke Absorption der beiden Strahlen mit dem Sinne $\omega > \varepsilon$ im Dünnschliff auffällig hervor, wenn man die Schliffe ohne Analysator in den beiden um 90° voneinander abliegenden Dunkelstellungen betrachtet. J. L. C. Schroeder van der Kolk beobachtete, daß der Calcit in einem Andesit der Molukkeninsel Buru, wo er genau oder angenähert senkrecht zur Hauptaxe geschnitten war, in allen Lagen schmutzig braun erschien, während die anders getroffenen Individuen diese Farbe nur dann zeigten, wenn sie vom ordentlichen Strahl allein durchlaufen wurden, dagegen farblos waren, wenn nur der außerordentliche Strahl sie durchlief. Er erklärt die Erscheinung durch die Annahme submikroskopischer Einschlüsse, deren Brechungsexponent $= \varepsilon$ des Calcits wäre und vergleicht die Erscheinung mit der, welche eine alkoholische Harzlösung zeigt, die mit Wasser gemischt wurde. Im auffallenden Lichte trat statt der braunen eine bläuliche Färbung auf.

Die divergentstrahligen Aggregate, welche besonders gern als Verwitterungsbildungen in basischen Silikatgesteinen erscheinen, liefern bei Einstellung der schwachen Objektive auf Punkte, in denen sich Strahlen gleichen Gangunterschiedes schneiden, das Websky-Bertrandsche Interferenzkreuz (Bd. I. 1, Taf. XI, Fig. 2). — Die Oolithkügelchen zeigen zwischen gekreuzten Nicols das Interferenzkreuz der Sphärokrystalle (Bd. I. 1, Taf. XI, Fig. 1).

Reakt.: Schon in Essigsäure löslich unter lebhafter Entwicklung

von $CO_2$. Setzt man der Essigsäure bei der Ätzung von Calcit nach G. Linck (8) in Dünnschliffen Ammoniumphosphat zu, so wirkt die Säure bei einem 8 % oder mehr betragenden Gehalt an Mg nur noch sehr schwach ein, da die Substanz von der sich bildenden Haut von Magnesium-Ammoniumphosphat gegen die Säure geschützt wird. — Nach W. Meigen (14) färbt sich Calcitpulver nach 5—10 Minuten langem Kochen mit verdünnter Kobaltsolution im Reagensglas hellblau, während Aragonitpulver sich sogleich lila färbt. Wie Calcit verhält sich auch Magnesit, wie Aragonit verhalten sich Witherit und Strontianit. Nach demselben Autor fällt Calcitpulver, in einem Reagensglas mit einer konzentrierten Lösung von Eisenvitriol oder Mohrschem Salz ($FeSO_4 . (NH_4)_2SO_4 + 6$ aq.) gekocht, nur das in dem Reagens vorhandene $Fe_2O_3$ als gelben Niederschlag, Aragonitpulver dagegen bald einen dunkelgrünen Niederschlag von Eisenhydroxyduloxyd aus. — F. Hinden (Verhandl. naturf. Ges. Basel 1903. XV. Heft 2) bedient sich zur Unterscheidung von Kalksteinen und Dolomiten des Eisenchlorids. Schüttelt man gepulverten Kalkstein mit einer 10 % Lösung von $FeCl_3$, so entwickelt sich alsbald $CO_2$ und die Lösung wird dunkelrotbraun durch die Bildung basischer Ferrichloride. Nach 2—3 Minuten gesteht der Inhalt zu einer Gallerte und wird rostbraun durch Eisenhydroxyd. Die Reaktion tritt nicht ein bei Verwendung von Dolomitpulver in der Kälte, wohl aber bei Erwärmung. Arbeitet man in der Kälte und verwendet weniger $FeCl_3$-Lösung, als das angewandte Pulver der Gesteine zum Umsatz erfordert, so ruft nach Ablauf der Reaktion ein Zusatz von 5 % Kaliumrhodanatlösung beim Kalkstein keine Reaktion mehr hervor, da alles Fe ausgefällt war, beim Dolomitpulver tritt aber die tiefrote Eisenreaktion ein, weil aus dem $FeCl_3$ nur so viel Eisen gefällt wurde, als dem Calcitgehalt des Dolomits entspricht. — Beim Kochen einer 10 % Kupfersulfatlösung mit Calcit färbt sich die Lösung blau, mit Dolomit ändert sich die Färbung nicht. Hat man weniger als die zum vollen Umsatz erforderlichen Mengen der Kupferlösung angewendet, so wird die von Calcit abfiltrierte Lösung mit Ammoniak keine Reaktion geben, die vom Dolomit oder calcithaltigen Dolomit abfiltrierte Lösung dagegen dunkelblau werden. Bei Verwendung von 1 g Gesteinspulver sind 5 ccm der genannten Lösungen anzuwenden.

Diagn.: Vor einer Verwechslung mit Aragonit schützt die Spaltbarkeit und Einaxigkeit des Calcits und die Meigensche Reaktion mit Kobaltsolution. Gegenüber dem Dolomit und Magnesit bedient man sich zur Unterscheidung der leichteren Angreifbarkeit durch Essigsäure, oder der Lembergschen und Hindenschen Reaktionen (s. Dolomit) oder endlich des geringeren Brechungsvermögens.

Vork. Der Calcit umschließt gern Flüssigkeitseinschlüsse und Rhomboeder von Dolomit oder Magnesit.

Die Verbreitung des Calcits, auch wenn man absieht von dem Herrschen dieser Substanz in den Sedimentärformationen, wo er als Marmor, Kalkstein, Oolith, Kreide, Kalktuff und in den Mergeln, kalkigen Sandsteinen, Kalkton- und Kalkglimmer-

schiefern usf. auftritt, ist eine ungeheure. In den verschiedenartigsten Eruptivgesteinen, mit Vorliebe allerdings in den kieselsäurearmen, findet er sich teils als Ausfüllungsmasse der Drusenräume und Klüfte, teils in dem kompakten Gesteinsgewebe. Er ist sehr oft ein Produkt der atmosphärischen Zersetzung und bildet dann bisweilen vollkommene Umwandlungspseudomorphosen nach Kalksilikaten (Plagioklas, Augit usw.) oder Verdrängungspseudomorphosen nach kalkfreien oder kalkarmen Silikaten (Olivin, Biotit usw.). Auch trifft man ihn in manchen Eruptivgesteinen (Minetten, Kersantiten) in scheinbar primären Körnern, die aber nichtsdestoweniger sekundär sind und nur die von Silikaten ursprünglich eingenommenen Räume erfüllen. — In anderen Fällen ist die Anwesenheit des Calcits in Eruptivgesteinen die Folge von Infiltrationen aus benachbarten kalkreichen Gesteinen.

Unter den für die Gesteinsbildung wichtigen künstlichen Darstellungen des Calcits sind besonders die Versuche von James Hall (9) hervorzuheben, welcher im hermetisch geschlossenen Eisenrohr bei hoher Temperatur und Druck, Kreidepulver in Marmor umwandelte. G. Rose (10), welcher im Verein mit Siemens die Hallschen Versuche mit Erfolg wiederholte, studierte die Krystallisation des kohlensauren Kalks aus kohlensauren Lösungen besonders mit Bezugnahme auf die Bildung von Calcit oder Aragonit. H. Credner (11) lieferte gleichfalls Beiträge zur Entwicklung dieser Substanzen und ihrer verschiedenen Formen aus Lösungen wechselnder Zusammensetzung. Sehr ausführliche Untersuchungen über die Krystallisation des Ca-Karbonates stellte H. Vater (12) an. — Mit besonderer Rücksicht auf die Erklärung der Kalksedimente sind die von G. Linck (17) beschriebenen Versuche angestellt. Er fand, daß aus einem mit Ca-Karbonat gesättigtem, künstlich hergestelltem Meerwasser bei Zusatz von $Na_2CO_3$ und langsamer bei Zusatz von $NH_4 . HCO_3$ ein Niederschlag ausfällt, welcher vorwiegend aus winzig kleinen Sphärolithen besteht, die ein zierliches Interferenzkreuz, oft mit einem oder zwei farbigen Ringen mit negativer Doppelbrechung zeigen und die Meigensche Aragonitreaktion geben. Daneben entstehen desminbündelartige Aggregate und prismatische Kryställchen, beide mit optisch negativem Charakter der Längsrichtung und gleicher chemischer Reaktion. Sie werden für Aragonit erklärt. — Aus einer Meerwasserlösung, worin das Calciumkarbonat als Bikarbonat enthalten war, fiel nach Linck bei freiwilliger Verdunstung nur Calcit, bei Erwärmung Aragonit, der aber nicht in Sphärolithen, sondern vorwiegend in spindelförmigen Kryställchen und daneben in desminbündelartigen Aggregaten ausgebildet war. Bei Fällung von reiner Calciumsulfatlösung mit Natrium- oder Ammoniumkarbonat fiel nur Calcit, bei Verdunstung einer reinen Calciumbikarbonatlösung bei gewöhnlicher Temperatur nur Calcit, bei Erwärmung auf etwa 60° neben vorherrschendem Aragonit auch etwas Calcit aus. — Nach H. Warth (19) wäre nicht so sehr die Temperatur einer Lösung, sondern ihr alkalischer oder saurer Charakter bestimmend für die Bildung von Calcit oder Aragonit. Er erhielt durch wochenlang fortgesetzte Behandlung von Gips mit kalter $Na_2CO_3$-Lösung, ebenso wie durch Eintropfen einer durch Kalkwasser alkalisch gemachten $CaCl_2$-Lösung in eine $Na_2CO_3$-Lösung Aragonit in fasrigen Aggregaten. Dagegen lieferte die Mischung einer Lösung von doppelt kohlensaurem Natron mit einem Überschuß von angesäuerter $CaCl_2$-Lösung in der Kälte Calcit. Über die Bedeutung dieser Vorgänge für die Oolithbildung und über Oolith vgl. Ktypëit.

Weitere interessante Mitteilungen über die Natur des aus $CaCl_2$-Lösungen durch neutrales und saures Natriumkarbonat gefällten Niederschlags macht W. Meigen in den Berichten d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 1902. XIII. 40—92. L. Bourgeois (13) zeigte, daß aus geschmolzenen Alkalichloriden der kohlensaure Kalk in der Calcitform in durchaus schneesternartigen Wachstumsformen krystallisiert. Aus geschmolzenen Alkalikarbonaten hatte schon G. Rose den kohlensauren Kalk krystallisieren lassen.

Literatur. (1) Z. D. G. G. **7**. 1855. 5. — (2) Pogg. Ann. **132**. 1867. 445 und S. B. A. April 1867. — (3) Pogg. Ann. **107**. 1859. 336. — (4) Philos. Transact. 1841—42 und Edinburgh Journ. of Sc. **9**. 1828. 312. — (5) N. J. 1883. I. 203. — (6) Petrograph. Bemerkungen über Gesteine des Altai in B. von Cotta. Der Altai. Leipzig 1871. Sep.-Abdr. S. 57. — (7) T. M. M. **1**. 1872. 45. — (8) Geognostisch-petrographische Beschrei-

bung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weißenburg. Straßburg i. Els. 1884. pag. 17. — (9) Transact. Roy. Soc. Edinburgh 1801. — (10) Über die heteromorphen Zustände der kohlensauren Kalkerde. III. S. B. A. 1860. 365. — (11) Journal für praktische Chemie 1870 und Ber. K. Sächs. Ges. d. Wiss. 2. Juni 1870. — (12) Z. X. 21. 1893. 433; 22. 1894. 209; 24. 1895. 366; 27. 1897. 477; 30. 1899. 295. 485. — (13) C. R. 94. 1882. 991 und Bull. Soc. min. Fr. 5. 1883. 111. — (14) N. J. Centralblatt 1901. 577. — (15) Phil. Transact. Roy. Soc. London. Ser. A. 1901. 195. — (16) N. J. 1903. I. 160. — (17) N. J. B. B. 16. 1903. 495. — (18) N. J. Centralblatt 1900. 373. — (19) N. J. Centralblatt 1902. 492.

## Dolomit und Braunspat.

Chem.: $MgCaC_2O_6$ mit einer dem Betrage nach wechselnden Vertretung des Mg durch Fe und Mn.

a : c = 1 : 0.8322. — Hexagonal rhomboedrisch-tetartoedrisch. — $10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 73° 45'$.

Morph.: r = R ($10\bar{1}1$); auch M = 4R ($40\bar{4}1$), c = oR (0001). — Zwillingslamellierung nach — 2R ($02\bar{2}1$) ist nicht allzuselten und wurde von J. H. L. Vogt (1) und von Grünling (2) besonders an Dolomitmarmoren aus Nordnorwegen und Ceylon beschrieben. — Körner, körnige Aggregate. — Radialstrahlige Aggregate selten.

Koh.: Spaltung vollkommen nach r ($10\bar{1}1$), auch mikroskopisch sehr deutlich. — H. = 3.5—4. — Sp. G. = 2.85—2.95.

Opt.: Glasglanz, bisweilen perlmutterartig. Farblos, weiß, grau, gelblich, bräunlich, auch schwarz im auffallenden, und mit geringerer Tiefe der Färbung im Dünnschliff. — Starke negative Doppelbrechung. $\omega_{na} = 1.6817$, $\varepsilon_{na} = 1.5026$ nach Fizeau bei Des Cloizeaux, $\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.1791$, stärker als bei Calcit.[1]) — Starke Absorption O > E.

Reakt.: Essigsäure und kalte Salzsäure greifen den Dolomit nur wenig an, in erwärmter Salzsäure löst er sich rasch unter starker Effervescenz. — Eingehende Untersuchungen über das Verhalten des Dolomits und dolomitischer Kalke gegen Essigsäure teilte Alb. Vesterberg (4) mit unter Angabe der Resultate früherer Forscher.

---

[1]) Die Beziehungen der Lichtbrechung zur chemischen Konstitution und dem Winkel des Grundrhomboeders studierte K. Eisentruth (3). Wir teilen daraus mit:

a) Dolomit, Greiner, R = 73° 46'
$\omega_{li} = 1.6784$ $\omega_{na} = 1.6830$ $\omega_{tl} = 1.6870$
$\varepsilon_{li} = 1.5015$ $\varepsilon_{na} = 1.5034$ $\varepsilon_{tl} = 1.5050$ $\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.1796$

b) Dolomit, Greiner, R = 73° 48'
$\omega_{li} = 1.6833$ $\omega_{na} = 1.6883$ $\omega_{tl} = 1.6925$
$\varepsilon_{li} = 1.5049$ $\varepsilon_{na} = 1.5070$ $\varepsilon_{tl} = 1.5076$ $\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.1833$

c) Dolomit, Traversella, R = 73° 50'
$\omega_{li} = 1.6931$ $\omega_{na} = 1.6983$ $\omega_{tl} = 1.7031$
$\varepsilon_{li} = 1.5116$ $\varepsilon_{na} = 1.5133$ $\varepsilon_{tl} = 1.5149$ $\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.1850$

d) Mangandolomit, Greiner, R = 73° 48'
$\omega_{li} = 1.6963$ $\omega_{na} = 1.7005$ $\omega_{tl} = 1.7050$
$\varepsilon_{li} = 1.5142$ $\varepsilon_{na} = 1.5148$ $\varepsilon_{tl} = 1.5163$ $\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.1857$.

a enthielt 1.92 %, b 3.29 %, c 10.76 % $FeCO_3$, d gab 18.71 $CaCO_3$, 30.47 $MgCO_3$, 10.61 $FeCO_3$, 37.93 $MnCO_3$.

Diagn.: Zur Unterscheidung von Calcit kann man sich unter Umständen der stärkeren Lichtbrechung des Dolomits und seiner größeren Widerstandsfähigkeit gegen Säuren, zumal Essigsäure bedienen. Empfehlenswert ist die von J. Lemberg (5) auf die raschere Ausfällung der Tonerde aus ihren Lösungen durch Calcit als durch Dolomit und aus der leichten Verbindung der Tonerde mit Farbstoffen zu wasserunlöslichen Lacken gegründete Methode. Die Farbstofflösung wird aus 4 Teilen trocknen Aluminiumchlorids, 60 Teilen Wasser, 6 Teilen Blausalz durch halbstündiges Kochen unter Umrühren und Ersatz des verdampfenden Wassers hergestellt. Läßt man einige Tropfen dieser Lösung auf einem Dünnschliff von dolomitischem Kalk 5—10 Minuten stehen und spült vorsichtig mit Wasser ab, so erscheint der Calcit violett gefärbt, der Dolomit unverändert. — Von Magnesit und Siderit unterscheidet ihn das chemische Verhalten.

Vork. Der Dolomit tritt selbständig gesteinsbildend im körnigen und im dichten Dolomitgestein auf, allerdings fast stets mit einem geringen Gehalt an Calcit. Hier charakterisiert ihn gegenüber den Kalksteinen der größere Idiomorphismus der einzelnen Körner und die dadurch bedingte Zuckerkörnigkeit des Gefüges, worauf schon A. Renard (6) hinwies. Ebenso ist in hohem Grade charakteristisch das Fehlen der polysynthetischen Zwillingsbildung nach $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$, wie A. von Inostranzeff (7) betonte. Die Zwillingsbildung nach $-2R$ $(02\bar{2}1)$ ist nicht so allgemein verbreitet und liefert auf dem Spaltrhomboeder Streifen parallel der kurzen Diagonale auf zwei Flächen, parallel der langen Diagonale auf der dritten, während beim Calcit die Zwillingsstreifung nach $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ nach der langen Diagonale allein verläuft. Interessant ist die Verwachsung von Calcit und Dolomit, welche A. K. Coomáraswámy (16) aus körnigen Kalken von Kandy und Matala in Ceylon beschreibt. Sie bilden meistens ganz streng nach oR (0001) parallele, alternierende Lagen von makroskopischen bis hinab zu mikroskopischen Dimensionen. Bei der Verwitterung ragen die Dolomitlagen parallel der langen Diagonale der Calcitspaltflächen aus diesem heraus. Selten scheint der Parallelismus nicht ganz streng zu sein. — Ebenso kommt in diesen Gesteinen eine schriftgranitische Durchdringung des Calcits durch unregelmäßige, fingerförmige Dolomitkörper vor, die auf gewisse Strecken hin untereinander parallel orientiert sind. — Durch Zunahme des Kalkgehaltes gehen die Dolomite in die dolomitischen Kalke über, in denen der Calcit eine Art Grundmasse bildet, in welcher Dolomitrhomboeder mit vorwiegend idiomorpher Begrenzung liegen. Durch Hinzutreten von tonigen und anderen Silikaten und Sand bilden sich die Übergänge in die dolomitischen Mergel. Eine eingehende Untersuchung der dolomitischen Gesteine des lothringischen Muschelkalkes lieferte J. Schaller (8). — Als Übergemengteil erscheint der Dolomit nicht selten in Tonschiefern und Phylliten, immer in der Form des Grundrhomboeders und bisweilen so reichlich, daß Braunspatphyllite und Braunspatphyllitgneiße entstehen, wie sie M. von Miklucho-Maclay (9) von Witim in Ostsibirien besprach. Auch in Chlorit- und Talkschiefern ist der Dolomit in idiomorphen Rhomboedern recht verbreitet, seltener in körnigen oder stengligen Aggregaten. — Interessant ist die zwar spärliche, aber weite, man kann sagen allgemeine Verbreitung des Dolomits in der Form des Grundrhomboeders in Kieselschiefern und besonders in den kieseligen Konkretionen der kalkigen Sedimente, Hornsteinen, Jaspis usw., wie er denn auch in der Karneolzone des Buntsandsteins sehr regelmäßig erscheint. — Ebenso begegnet man ihm in vielen Anhydriten und Gipsen, öfter in den steilen Formen $4R$ $(40\bar{4}1)$ mit oR (0001) und R $(10\bar{1}1)$ oder in körnigen Aggregaten. — Mit oolithischer Struktur beschreibt ihn Loretz (10). — Radiale Aggregate des Dolomits von oft beträchtlichen Dimensionen und wohl von Sprudelstein-ähnlicher Bildung stellt der von V. von Zepharovich (11) und E. Cohen (12) beschriebene Miemit von Zepce in Bosnien und Racovač in Slavonien dar.

Die gelben und braunen Farben des Dolomits rühren wesentlich von sich ausscheidendem Limonit, die schwarzen von eingeschlossenen kohligen Substanzen her.

Unter den künstlichen Darstellungen des Dolomits ist besonders die Methode von Hoppe-Seyler (13) zu erwähnen, welcher dieses Mineral bei 100° im zugeschmolzenen Glasrohr durch Einwirkung einer Lösung von Magnesiumbikarbonat auf kohlensauren Kalk erhielt. — An die so häufige Assoziation der natürlichen Dolomite mit Gips, Anhydrit und Steinsalz, sowie mit Korallenriffbildungen knüpfen Versuche und Erklärungen für die Entstehung der Dolomite an, welche F. W. Pfaff (14) und C. Klément (15) veröffentlicht haben.

Literatur. (1) Zeitschr. f. prakt. Geologie 1898. 11. — (2) Z. X. **33**. 216. — (3) Z. X. **35**. 1901. 582. — (4) Bull. geolog. Institute of the Univ. of Upsala **5**. 1900. 97. — (5) Z. D. G. G. **90**. 1888. 357. — (6) Bull. Acad. Roy. Belg. **97**. 1879. 5. — (7) T. M. M. **1**. 1872. 45. — (8) Mitteil. geol. Landesanst. von Elsaß-Lothringen **5**. 1900. 63. — (9) N. J. 1885. II. 145. — (10) Z. D. G. G. **30**. 1878. 387 und **31**. 1879. 756. — (11) Verhdl. k. k. geol. R. 1879. 180 und Z. X. **4**. 1879. 113. — (12) N. J. 1880. I. 189. — (13) Z. D. G. G. **27**. 1875. 509. — (14) N. J. B. B. **9**. 1894. 485. — (15) T. M. P. M. **14**. 1895. 526 und Bull. Soc. Belge de Géol. **8**. 1894. 30. Oktober. — (16) Q. J. G. S. **58**. 1902. 399.

## Magnesit und Breunnerit.

Chem.: $MgCO_3$ mit einem wechselnden Gehalt an $FeCO_3$ und kleinen Mengen von $MnCO_3$.

a : c = 1 : 0.8112. Rhomboedrisch-hemiedrisch.

Morph.: r = R ($10\bar{1}1$) mit $10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 72° 35'—72° 40'$. Auch 4R ($40\bar{4}1$), oR (0001), ∞R ($10\bar{1}0$) selten. Körnige Aggregate, dichte Massen. Gelegentlich stenglige bis fasrige Aggregate.

Koh.: Spaltung nach r ($10\bar{1}1$) vollkommen. — H. = 3.5—4.5. — Sp. G. = 2.9—3.1.

Opt. Auf Krystall- und Spaltflächen Glasglanz, in dichten Massen matt bis erdig, in fasrigen Aggregaten schwach seidenglänzend. — Farblos, weiß, gelblich bis bräunlich, im durchfallenden Lichte farblos, die dichten Aggregate oft nur durchscheinend, gelblich bis bräunlich. Starke negative Doppelbrechung. Nach Ern. Mallard ist für Magnesit

$$\omega_{na} = 1.717 \qquad \varepsilon_{na} = 1.515; \qquad \omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.202$$

Nach K. Eisentruth (1) hat Breunnerit vom Greiner (mit 1.29 $CaCO_3$, 16.33 $FeCO_3$, 12.83 $MnCO_3$, 65.78 $MgCO_3$)

$$\omega_{li} = 1.7118 \qquad \varepsilon_{li} = 1.5263$$
$$\omega_{na} = 1.7174 \qquad \varepsilon_{na} = 1.5285 \qquad \omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.1889$$
$$\omega_{tl} = 1.7215 \qquad \varepsilon_{tl} = 1.5304$$

Absorption, wie bei Calcit und Dolomit O > E.

Reakt.: Kalte Salzsäure greift den Magnesit nicht an. In heißer Salzsäure unter Effervescenz löslich.

Diagn.: Von Calcit und Dolomit unterscheidet den Magnesit am einfachsten das Verhalten gegen Salzsäure.

Vork. Magnesit und Breunnerit bilden für sich Lagen und Linsen im Tonschiefer der nordöstlichen Alpen. Mit Talk vergesellschaftet erscheinen sie in dem von J. Macpherson (2) beschriebenen Duelo in Galizien und in dem von G. Rose aufge-

stellten, von M. von Miklucho-Maclay (3) mikroskopisch untersuchten Listwänit des Urals, sowie in Listwäniten des Staates Minas Geraes in Brasilien, im Gemenge mit Bronzit in dem von K. Petersen im Süden des Balsfjord im nördlichen Norwegen entdeckten, von H. Rosenbusch (4) beschriebenen Sagvandit, im Gemenge mit Chlorit und Tremolit in manchen Topfsteinen. — Akzessorisch findet sich Magnesit und Breunnerit nach Svenonius (7) in manchen schwedischen Olivinschiefern, sowie in vielen Chlorit- und Talkschiefern. — Der dichte Magnesit füllt Klüfte in den Serpentinen von Frankenstein in Schlesien u. a. O., sowie im Lherzolith von Baldissero in Piemont (sog. Baudisserit).

Künstliche Darstellung. Senarmont (5) erhielt krystallisierten Magnesit im zugeschmolzenen Glasrohr bei 160° durch Wechselwirkung von Magnesiumsulphat und Natriumkarbonat oder von Magnesiumchlorid und Natriumbikarbonat, Sterry Hunt (6) durch Erhitzung von amorphem Magnesiumkarbonat mit Wasser unter Druck, sowie durch die Einwirkung von Calciumkarbonat auf Magnesiumchlorid oder Magnesiumsulphat bei 200°.

Literatur. (1) Z. X. 35. 1901. 582. — (2) Annales de la Soc. Esp. de hist. nat. Madrid. 10. 1881. 53. — (3) N. J. 1885. I. 69. — (4) N. J. 1884. I. 195. — (5) C. R. 32. 1851. 409. — (6) Chemical and geological essays. Boston and London. 1875. 83. — (7) G. F. i Stockh. Förhdl. 7. 1884. 201.

## Eisenspat.

Chem.: $FeCO_3$ mit kleinen Mengen von $MnCO_3$, $MgCO_3$, $CaCO_3$.

a : c = 1 : 0.8184.

Morph.: r = R (10$\bar{1}$1), bei aufgewachsenen Krystallen öfter 4R (40$\bar{4}$1) mit R (10$\bar{1}$1) und oR (0001). Körner und körnige Aggregate. Radialstrahlige Aggregate (Sphärosiderit) besonders in Drusenräumen von Basalten. Auch oolithisch und derbe. — 10$\bar{1}$1 : $\bar{1}$101 = 73° 0′.

Koh.: Spaltung vollkommen nach R (10$\bar{1}$1). Bruch uneben bis flachmuschlig. Spröde. H. = 3.5—4. — Sp. G. = 3.936—3.938.

Opt.: Glasglanz, auf Spaltflächen ins Perlmutterartige. Weiß, grau, gelblich, sich bräunend durch Umwandlung in Eisenhydroxyd, im durchfallenden Lichte ebenso und farblos. — Sehr starke negative Doppelbrechung und starke Absorption $\omega > \varepsilon$.

Eisenspat[1]) von Wolfsberg im Harz

$\omega_{na} = 1.9341$ $\varepsilon_{na} = 1.6219$ Ortloff (1)

Chalybit[2]) von Camborne, Cornwall

$\omega_{li} = 1.8643$ $\varepsilon_{li} = 1.6299$ A. Hutchinson (2)

$\omega_{na} = 1.8724$ $\varepsilon_{na} = 1.6338$

$\omega_{tl} = 1.8799$ $\varepsilon_{tl} = 1.6371$

$\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.2386$.

Reakt.: Gibt beim Glühen im Röhrchen $CO_2$, wird schwarz und magnetisch. Löslich in Salzsäure.

[1]) Mit $FeCO_3 = 77.32$, $MnCO_3 = 17.04$, $MgCO_3 = 5.42$, $CaCO_3 = 0.86$. 10$\bar{1}$1 : $\bar{1}$101 = 72° 55′.

[2]) Mit $FeCO_3 = 98.43$, $MnCO_3 = 1.82$, $MgCO_3 = 0.26$, $CaCO_3 = 0.18$. 10$\bar{1}$1 : $\bar{1}$101 = 73° 2′.5.

Diagn.: Der Unterschied von den verwandten Karbonaten ist chemisch zu suchen.

Vork. Erscheint als Verwitterungsprodukt in Poren und Drusen basaltischer Gesteine. Bildet für sich den Spateisenstein und tritt in Krystallen und Konkretionen in Kohleschiefern auf.

Literatur. (1) Zeitschr. f. Phys. u. Chem. **19**. 1896. 215 — (2) Min. Mag. **13**. 1903. 209.

## Alunit.

Chem.: $K(AlO_2H_2)_3(SO_4)_2$.

$a : c = 1 : 1.2520$; rhomboedrisch-hemiedrisch. — $10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 90° 50'$.

Morph.: r = R ($10\bar{1}1$) oder Tafeln c = oR (0001) und r ($10\bar{1}1$). Körnige und blättrige Aggregate.

Koh.: Spaltbarkeit vollkommen nach oR (0001). Bruch flachmuschlig bis uneben. — H. = 3.5—4. — Sp. G. = 2.6–2.8.

Opt.: Glasglanz, auf der Basis ins perlmutterartige, bei feinkörnig-lockeren Aggregaten matt schimmernd, erdig. — Farblos, weiß, auch gelblich bis rötlich. — Farblos durchsichtig. Schwache Lichtbrechung, ziemlich starke positive Doppelbrechung. Nach A. Michel-Lévy und A. Lacroix (1) ist $\omega = 1.572$, $\varepsilon = 1.592$, — $\omega - \varepsilon = 0.020$. (Von den Alumiere bei Tolfa.)

Reakt.: V. d. L. dekrepitierend, nicht schmelzbar. Mit Kobaltsolution geglüht, wird er schön blau. Salzsäure greift den Alunit nicht an. Schwefelsäure und Kalilauge lösen das Pulver langsam auf. Nach dem Glühen zieht Wasser aus dem Alunit Alaun aus und läßt Aluminiumhydroxyd zurück.

Diagn.: Gegen die Verwechslung mit Quarz schützt die Spaltbarkeit nach der Basis, die starke Doppelbrechung und das chemische Verhalten.

Vork. Der Alunit ist ein Zersetzungsprodukt der Feldspate saurer Ergußgesteine (Liparite, Trachyte, Dacite, Andesite) unter Einwirkung von Solfataren. Er wird daher stets begleitet von Quarz, oft von Diaspor und etwas Kaolin. Bekannt sind die Vorkommnisse von Tolfa bei Civitavecchia, von Muszay und Bereghszasz in Ungarn, von der Insel Milo und vom Mont Dore. Auffallend reich und rein ist das von Ch. Whitman Cross (2) beschriebene Auftreten am Democrat Hill und Mount Robinson in den Rosita Hills, Col., U. S. A.

Literatur. (1) Minéraux des roches. Paris 1888. 140. — (2) Amer. Journ. **91**. 1891. 466.

## Apatit.

Chem.: $CaF . Ca_4(PO_4)_3$ und $CaCl . Ca_4(PO_4)_3$, meistens in isomorpher Mischung. Man kennt den Fluorapatit rein. Das Halogen wird z. T. vertreten durch OH. — Ca wird bisweilen zu mehreren Prozenten durch Mn ersetzt.

$a : c = 1 : 0.7346$, pyramidal-hemiedrisch. $0001 : 10\bar{1}1 = 40° 18'$, aber etwas wechselnd mit der Zusammensetzung. Hoher Winkelwert

für 0001 : $10\bar{1}1$ deutet nach A. Sachs (N. J. Centrallblatt 1903. 420), der damit die Vermutung von Wolff und Palache (Z. X. 37. 447) bestätigt, auf geringen Cl-Gehalt.

Morph.: m = ∞P ($10\bar{1}0$), x = P ($10\bar{1}1$), c = oP (0001). Nicht bei den eingewachsenen, wohl aber bei den in Drusen hineinragenden Apatiten der Gesteine finden sich, wenn auch selten s = 2P2 ($11\bar{2}1$), a = ∞P2 ($11\bar{2}0$), abgeleitete Pyramiden I. und II. Ordnung und die Tritopyramide $3P\frac{3}{2}$ ($21\bar{3}1$). — Habitus lang und dünn säulenförmig mit m, x, c oder bei gleicher Begrenzung kurz prismatisch, letzteres besonders in alkali- und kieselsäurearmen Eruptivgesteinen. Skelettförmige Bildungen, besonders von einseitig oder zweiseitig kammförmigen Bau beschreiht O. Herrmann (1) aus Lausitzer Graniten. — Rundliche oder eiförmige Körner besonders in manchen krystallinen Schiefern. — Körnige Aggregate in krystallinen Kalken und Schiefern. — Radialstrahlige Aggregate (Phosphorit) in Sedimenten. — Dichte, erdige Massen (Osteolith) auf Klüften in Basalt und Dolerit.

Koh.: Spaltung nach c (0001) und m ($10\bar{1}0$) nur bei größeren Individuen mikroskopisch erkennbar. Die schlank prismatischen Mikrolithe zeigen oft eine unregelmäßige Querabsonderung, mit Zerfall in kurze, bisweilen gegeneinander verschobene Säulenglieder. — H. = 5. — Sp. G. = 3.10—3.22.

Opt.: Auf Krystallflächen Glasglanz, auf Bruchflächen Fettglanz. — Farblos, weiß, gelblich, grün, blau, rot, braun im auffallenden Licht; farblos durchsichtig, seltener grünlich, violett, blau oder auch rötlich durchsichtig. — Brechungsvermögen nicht unbeträchtlich, sehr schwache negative Doppelbrechung. Es wurden gefunden im

| | | | |
|---|---|---|---|
| Cl-freien Fluorapatit von Minot, Maine, U. S. A. | $\omega_{li} = 1.6307$ | $\varepsilon_{li} = 1.6287$ | J. E. Wolff und |
| | $\omega_{na} = 1.6335$ | $\varepsilon_{na} = 1.6316$ | Ch. Palache (3) |
| am Fluorapatit von Sondalo, Veltlin | $\omega_{na} = 1.6379$ | $\varepsilon_{na} = 1.6349$ | L. Brugnatelli (2) |
| Apatit vom Sulzbachtal | $\omega_{na} = 1.6355$ | $\varepsilon_{na} = 1.6329$ | K. Zimanyi (4) |
| Tirol | $\omega_{na} = 1.6449$ | $\varepsilon_{na} = 1.6405$ | „ |
| Jumilla (Fluorapatit) | $\omega_{na} = 1.637$ | $\varepsilon_{na} = 1.633$ | „ |
| „ | $\omega_{na} = 1.6388$ | $\varepsilon_{na} = 1.6346$ | G. Lattermann |
| „ | $\omega_{na} = 1.6381$ | $\varepsilon_{na} = 1.6345$ | K. Hlawatsch |
| „ | $\omega_{tl} = 1.6410$ | $\varepsilon_{tl} = 1.6376$ | „ |
| Cappucini di Albano | $\omega_{na} = 1.6391$ | $\varepsilon_{na} = 1.6341$ | F. Zambonini (13) |

$\omega_{na}-\varepsilon_{na} = 0.002-0.005$, ebenso 0.004 am Manganapatit von Westanå nach M. Weibull (5).

Optisch anomale Zweiaxigkeit und Felderteilung nach den Nebenaxen in basalen Schnitten, welche bei den größeren aufgewachsenen Krystallen nicht selten sind, scheinen den Apatitmikrolithen der Gesteine zu fehlen. — Pleochroismus zeigen nur die gefärbten Apatite mit der Absorption E > O.

Reakt.: Leicht löslich in Salpetersäure. In der Lösung gibt molybdänsaures Ammoniak den bekannten gelben Niederschlag (Bd. I. 1, Taf. XV, Fig. 6); Ca wird in einem anderen Teile der Lösung durch Zusatz von verdünnter $H_2SO_4$ als Gips, Mn durch Zusatz von Kieselfluorwasserstoffsäure in den rhomboedrischen Krystallen mit prisma-

tischem Habitus als Kieselfluormangan nachgewiesen. — Schm.-P. 1300° nach Doelter.

Diagn.: Die Verbindung von Farblosigkeit, nicht unbeträchtlichem Brechungsvermögen, sehr niedriger Doppelbrechung und leichter Löslichkeit in Salpetersäure läßt den Apatit sicher von Vesuvian, Melilith, Gehlenit, Zoisit und Turmalin unterscheiden, auch wenn die Krystallform fehlt. Die farbigen Apatitsäulchen unterscheiden sich von gleichgefärbten Turmalinen durch die verschiedene Absorption, $E > O$ bei Apatit, $O > E$ bei Turmalin.

Vork. Bisweilen von ideal reiner Substanz ist der Apatit in anderen sehr häufigen Fällen mehr oder weniger erfüllt von Interpositionen, unter denen Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse vorwiegend, Glaseinschlüsse seltener vertreten sind. Diese ordnen sich oft in sehr regelmäßiger Weise, und zwar zeigen sie am häufigsten eine zentrale Anhäufung parallel der Hauptaxe; in anderen Fällen liegen sie auf konzentrischen, der äußeren Krystallform parallelen Schalen von der Form $\infty P$ $(10\bar{1}0)$, $oP$ $(0001)$, oder sie sind regellos durch das ganze Mineral hin verbreitet. Am seltensten sind die Interpositionen peripherisch angehäuft oder parallel den vertikalen Hauptschnitten geordnet, so daß sie in Querschnitten sechsstrahlige Sterne bilden. — Die Oberfläche der Apatite ist oft durch Korrosion runzelig und mit unregelmäßigen Vertiefungen bedeckt.

Der Apatit fehlt keinem Gestein ganz. In den Eruptivgesteinen ist er authigen und gehört durchweg zu den ältesten Ausscheidungen aus den Magmen. Seine Nadeln durchspicken gleichmäßig alle anderen Gemengteile, oft auch drängen sie sich mit anderen älteren Ausscheidungen (Erzen, Zirkon, Glimmer, Pyroxenen usw.) nesterartig zusammen, sind daher auch reichlicher in den sog. basischen Konkretionen der Tiefengesteine, als in den normalen Gesteinsformen vorhanden. — Ebenso reichert er sich bei der Spaltung der Tiefengesteinsmagmen auffällig in den die Al-freien Kerne enthaltenden Teilmagmen an, daher seine Häufigkeit in den theralithischen Magmen gegenüber den foyaitischen, und in den lamprophyrischen Ganggesteinen gegenüber den aplitischen. — In den Sedimenten ist er, sofern er nicht organischen Ursprungs ist, allothigen und seine allgemeine Verbreitung in rundlichen Körnern von vollkommener Frische in Sanden, Sandsteinen, Tonschiefern usw. überrascht einigermaßen bei seiner geringen Widerstandsfähigkeit gegen Säuren. — Eigentümliche Apatitschiefer mit 55% Apatit neben 43% Quarz und 2% Graphit, Turmalin und Rutil, also eigentlich Apatitquarzite beschrieb A. Osann (6) in linsenförmigen Einlagerungen in Graphitschiefern des südlichen Odenwaldes „Auf dem Zins" bei Schriesheim. — Körniger Apatit tritt gern in Verknüpfung mit körnigem Kalk im Gneißgebirge Kanadas auf. — Als pneumatolytische Kontaktbildung erscheint Apatit und zwar Chlorapatit im Gegensatz zu dem sonst in der Gesteinswelt herrschenden Fluorapatit an den hyperitischen Gabbrogesteinen Telemarkens, vgl. dieses Buch Bd. II. 3. Aufl. 1896. S. 331.

Künstliche Darstellung. A. Daubrée (7) erhielt Apatit in deutlichen Krystallen durch Einwirkung von Dämpfen von Phosphorchlorid auf Ätzkalk. Manross (8) durch Zusammenschmelzen von dreibasisch phosphorsaurem Natron mit einem Überschuß von Fluorcalcium, Chlorcalcium oder einem Gemenge dieser, ebenso Briegleb (9). Forchhammer (10) schmolz dreibasisch phosphorsauren Kalk in einem Überschuß von Kochsalz mit dem gleichen Erfolge, H. Sainte-Claire Deville und Caron (11) bedienten sich des Chlorcalcium als Solvens. — Wichtig für die Erklärung der im Gabbrokontakt und in Hohlräumen von Eruptivgesteinen (Capo di Bove) aufgewachsenen Filze von Apatitnadeln ist der Versuch von Debray (12), welcher den Apatit dadurch erhielt, daß er Dämpfe von Salzsäure über rotglühenden dreibasisch phosphorsauren Kalk hinleitete. — Die Darstellung des Apatits aus geschmolzenen Silikatmagmen ist bisher anscheinend nicht gelungen.

Literatur. (1) N. J. 1893. II. 52. — (2) Z. X. **36**. 1902. 100. — (3) Proc. Amer. Acad. Act. and Sc. **37**. 1902. 517. — (4) Z. X. **22**. 1894. 332. — (5) G. F. i Stockholm

Förh. **20**. 1898. 66. — (6) Mtteil. d. Gr. Bad. geol. Landesanstalt **2**. 1893. 378. — (7) C. R. **32**. 1851. 625. — (8) Ann. Chem. Pharm. **82**. 388. — (9) Ann. Chem. Pharm. **97**. 95. — (10) Ann. Chem. Pharm. **14**. 77. — (11) C. R. **47**. 985. — (12) C. R. **59**. 1864. 42. — (13) Z. X. **37**. 1903. 370.

## Nephelin und Eläolith.

Chem.: $CaAlSiO_4$ mit Vertretung des Na durch K bis zum Verhältnis $Na_3K_1$;[1]) bisweilen auch mit etwas Ca.

a : c = 1 : 0.8389.[2]) — 0001 : $10\bar{1}1$ = 44° 5′.

Morph.: m = ∞P ($10\bar{1}0$) c = oP (0001), x = P ($10\bar{1}1$), a = ∞P2 ($11\bar{2}0$). Habitus kurzprismatisch bis dicktafelförmig, oft nur mit m und c, seltener mit schmaler Abstumpfung der Kombinationskanten durch x, sehr selten mit schmalem a. — Streng idiomorph als Einsprengling und meistens auch in der Grundmasse der porphyrischen Erguß- und Ganggesteine. Kreuzförmige und knäuelartige Gruppen verwachsener Individuen. — Seltener allotriomorph und derbe.

Koh.: Spaltung nach m ($10\bar{1}0$) und c (0001) von wechselnder Deutlichkeit, in sehr dünnen Schliffen wohl erkennbar in frischem Zustande. — Bruch flachmuschlig bis eben. — H. = 5.5—6. — Sp. G. = 2.55—2.61.

Opt.: Glasglanz auf Krystall- und Spaltflächen von frischem Nephelin, fettig bei Eläolith und auf Bruchflächen von Nephelin. Nephelin ist farblos bis graulichweiß, Eläolith weißlich, grau, gelblich, grünlich, rötlich bis ziegelrot im auffallenden, im durchfallenden Licht farblos. Niedriges Brechungsvermögen, schwache negative Doppelbrechung.

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Nephelin, Vesuv | $\omega_{Na}$ = 1.5416 | $-\varepsilon_{Na}$ = 1.5376, | $\omega_{Na}-\varepsilon_{Na}$ = 0.0040 | J. E. Wolff. |
| „ „ | 1.5427 | 1.5378, | 0.0049 | M. E. Wadsworth. |
| „ „ | 1.5424 | 1.5375, | 0.0049 | K. Zimanyi (3). |
| Eläolith, Laurvik | 1.5364 | 1.5322, | 0.0042 | „ |
| „ Hot Springs | 1.5469 | 1.5422, | 0.0047 | S. Penfield. |
| „ Mulatt bei Predazzo | 1.539 | 1.534, | 0.005 | K. Hlawatsch (4). |

Kleine Unregelmäßigkeiten im optischen Verhalten des Nephelins, besonders das Auftreten der Zweiaxigkeit mit kleinem 2E in basalen Schnitten, sind seit längerer Zeit bekannt, wenn auch die sichere Feststellung wegen der sehr geringen Doppelbrechung des Minerals Schwierigkeiten darbietet. Höchst auffällig aber sind die Erscheinungen, welche E. Esch (36) an dem Nephelin der Nephelinite des Vulkans Etinde in Kamerun beschreibt. Die basalen Schnitte des Nephelins zeigen hier sehr oft eine Felderteilung in sechs gleichschenklige Dreiecke, deren Basiskanten der äußeren Begrenzung des Durchschnittes entsprechen. Dabei geben die einzelnen Sektoren im konvergenten Lichte bald das fast zentrische Bild um die negative Mittellinie eines kleinen Axenwinkels,

[1]) Auf Grund der Analysen gibt man gewöhnlich die Formel $K_2Na_6Al_8Si_9O_{34}$. Die künstliche Darstellung des Minerals erfordert Mischungen vom Verhältnis $Na_2O : Al_2O_3 : 2SiO_2$.

[2]) H. Baumhauer (1) und H. Traube (2) schlossen aus den Ätzfiguren auf pyramidal hemiedrischen und hemimorphen Charakter der Krystallisation.

bald fast zentrisch das Bild um die positive stumpfe Bisektrix, bald die Kurven eines Schnittes senkrecht zur optischen Normale. Und zwar verhalten sich gegenüberliegende Sektoren keinesfalls, wie man erwarten würde gleich, sondern sehr oft so, daß auf dem einen fast senkrecht die spitze negative, auf dem anderen die stumpfe positive Bisektrix oder auch die optische Normale austritt. Die Auslöschung der einzelnen Sektoren im parallelen Lichte zwischen gekreuzten Nicols vollzieht sich nicht parallel der Basiskante, also den Umrißlinien des hexagonalen Durchschnitts, sondern ist gegen diese schief bis zu einem Betrage von 15°. Bei Einschaltung eines Gipsblättchens in der Diagonalstellung der Sektoren färben sich dann zwei gegenüberliegende Sektoren umgekehrt, wenn auf dem einen die spitze negative, auf dem anderen die stumpfe positive Bisektrix austreten, so daß in der basalen Schnittfläche angenähert im einen Sektor die auf der Basiskante desselben fast senkrechte Axe c zusammenfällt mit der im anderen Sektor auf der Basiskante fast senkrechten Axe a. Dagegen färben sich gegenüberliegende Sektoren bei Einschaltung eines Gipsblättchens gleich, wenn auf dem einen Sektor fast senkrecht die spitze negative Bisektrix, auf dem anderen die optische Normale austritt, denn dann fallen in der Schnittebene die auf der Basiskante fast senkrechten Axen c angenähert zusammen. Das Verhalten solcher Nepheline deutet auf einen triklinen Charakter der zu einem scheinbar einfachen Nephelinkrystall verbundenen Teilindividuen. Die Erscheinung, daß auf zwei gegenüberliegenden Sektoren des basalen Schnittes die spitze negative und die stumpfe positive Bisektrix austreten bei angenähert zur Kante 0001 : $10\bar{1}0$ senkrecht gerichteter Axenebene deutet auf P ($10\bar{1}1$) als Zwillingsebene, da der Winkel $10\bar{1}1 : 10\bar{1}0 =$ 45° 55′ ist und eine Drehung um die Normale von ($10\bar{1}1$) die Prismenfläche des einen Individuums angenähert in die Lage der Basis des anderen bringen würde. Genau würde dieses der Fall sein, wenn der Winkel = 45° wäre. Die Tatsache, daß in anderen Fällen auf zwei gegenüberliegenden Sektoren die spitze negative Bisektrix und die optische Normale austreten, deutet auf Zwillingsbildung nach einer Pyramide zweiter Ordnung, die dann $\frac{2}{3}$P2 ($33\bar{6}5$) sein muß, welche mit (0001) den Winkel von 45° 48′.5 bildet. Infolge dieser Zwillingsbildungen zerfallen rechtwinklige Längsschnitte, die senkrecht zu den beiden Basisflächen getroffen wurden, im parallelen Lichte und bei Anwendung eines Gipsblättchens in zwei oft rechtwinklige Dreiecke mit verschiedener Färbung (gelb und blau), wenn man die Spaltrisse des Nephelins parallel den Elastizitätsaxen des Gipsblättchens richtet. Die von Esch entlehnte Fig. 32 veranschaulicht die beschriebenen Verhältnisse. — Esch beobachtete ferner basale Schnitte, die in sechs Sektoren zerfielen, auf deren jedem im konvergentem Lichte das anscheinend gleichmäßig exzentrische Bild einer negativen Bisektrix erschien. Auf den zugehörigen

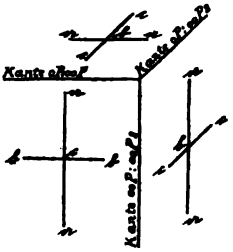


Fig. 32.

Längsschnitten, die senkrecht zu den Basisflächen der eigentlichen Individuen getroffen waren, bildeten die c-Axen der beiden Individuen einen Winkel von 45°—50° miteinander. Das deutet auf ein drittes Zwillingsgesetz nach einer Pyramide erster Ordnung mit $h o \bar{h} 1 : 0001 = 67°—65°$ etwa. Die Pyramide $(20\bar{2}1)$, welche Esch als Zwillingsebene annehmen möchte, schließt mit der Basis den Winkel von 62° 42′ ein.

Esch glaubt annehmen zu dürfen, daß die nicht seltenen knäuelartigen Verwachsungen von Nephelinkrystallen als Zwillingsbildungen nach einem oder den anderen dieser Gesetze zu deuten seien.

Reakt.: V. d. L. zu blasigem Glase schmelzend. Schm.-P. 1110° bis 1120° (Norwegen) nach Doelter, 1270° (Miask) nach Brun, 1120° bis 1135° (Vesuv) nach Doelter. — Gelatiniert leicht mit Salzsäure und läßt sich vorzüglich mit Farbstoffen tingieren. In der eintrocknenden Gallerte bilden sich Würfelchen von NaCl.

Diagn.: Die Verbindung des niedrigen, dem Canadabalsam recht genau gleichen Brechungsvermögens mit der niedrigen negativen Doppelbrechung und dem chemischen Verhalten macht die Bestimmung sehr sicher. — Von den Sodalithmineralien unterscheidet ihn die Doppelbrechung und höhere Lichtbrechung, vom Apatit, Gehlenit und Melilith das niedrige Brechungsvermögen, von Skapolithen die Spaltbarkeit, von Sanidin und Orthoklas die leichte Gelatination und höhere Lichtbrechung.

Vork. Nephelin und Eläolith verhalten sich zueinander, wie Sanidin und Orthoklas, sowohl im physikalischen wie im geologischen Sinne. Der Nephelin umfaßt die glasigen farblosen Vorkommnisse der neovulkanischen Erguß- und der tinguaitischen Ganggesteine, der Eläolith die derben, meistens etwas gefärbten (grünlichen, bräunlichen, roten und grauen) Vorkommnisse in den Tiefengesteinen und den pegmatitischen Gängen. In neuerer Zeit sucht man diesen Unterschied zu vernachlässigen; der Zug der Zeit geht nicht immer nach richtigen Zielen.

Der Eläolith der Tiefengesteine ist um so vollkommener idiomorph, je reichlicher er auftritt, und erscheint gern als Ausfüllung der vom Feldspat und anderen Gemengteilen leer gelassenen Räume, wo er nur spärlich und als Übergemengteil da ist. Besonders in solchen Vorkommnissen begegnet man ihm wohl auch in mehr oder weniger zahlreichen, idiomorphen Individuen dem Feldspat granophyrisch eingewachsen. Die grelle Farblosigkeit seiner Durchschnitte gegenüber derjenigen der Feldspate ist die Folge seiner höheren Lichtbrechung. — Unter den oft sehr zahlreichen und gern in konzentrischen Schalen geordneten, seltener regellos zerstreuten Einschlüssen haben Flüssigkeitseinschlüsse, gelegentlich mit Kochsalzwürfelchen, und Gaseinschlüsse allgemeine Verbreitung. Sehr häufig sind auch Mikrolithe, Stengelchen und Blättchen von diopsidischem Augit und Ägirin, welche oft die grünliche Farbe im auffallenden Lichte bedingen. In anderen Fällen rührt diese von hexagonalen Blättchen und Schüppchen eines grünen Glimmerminerals mit O grün, E gelblich her, wie W. C. Brögger (5) bei den südnorwegischen Vorkommnissen und N. V. Ussing (6) bei den grönländischen erkannten. F. Zirkel hatte sie für Hornblende gehalten. Die roten und braunen Farben rühren von Eisenglimmerblättchen und Eisenhydroxyden her. Ebenso sind Arfvedsonitnadeln und Fetzen, Sodalithkryställchen, Fluoritkörnchen und andere begleitende Mineralien nicht selten eingeschlossen. — Die eigentliche Heimat des Eläoliths sind die foyaitischen Tiefengesteine, Eläolithsyenite und Leucitsyenite, und ihre pegmatitischen Begleitformen, in denen ihn zuerst Th. Scheerer (7), dann Brögger (5), Ussing (6), Clarke (8), L. van Werveke (9), Ant. Koch (10), J. Fr. Williams (11), F. Graeff (12), Fr. D. Adams (13), W. Ramsay (14), V. Hackmann (15), A. E.

Törnebohm (16), A. G. Högbom (17) und zahlreiche andere Autoren, die über Eläolithsyenite arbeiteten und die man in Bd. II dieses Buches nachsehen kann, mikroskopisch beschrieben. — In den von W. Ramsay (18) beschriebenen Urtiten der Halbinsel Kola, in den Ijolithen und Theralithen wird der Eläolith, ebenso wie in den tinguaitischen Randfacies der Eläolithsyenite sehr nephelinähnlich. In den Eläolithporphyren hat er den Habitus, wie in den Eläolithsyeniten.

Der Nephelin der grobkörnigen, sogenannten Nephelindolerite ähnelt dem Eläolith im angenähert derben Habitus und fettigen Glanz, sowie in der Natur und Anordnung seiner Einschlüsse (Bd. I. 2 Taf. III Fig. 4). Den typisch glasigen Habitus besitzt er in den Phonolithen und Tinguaiten, Tephriten und Basaniten, Nepheliniten und Nephelinbasalten, Leucitophyren, Leucititen und Leucitbasalten. In den Phonolithen, in denen schon R. Blum sein Vorhandensein erkannt hatte, beschrieb ihn zuerst Jenzsch (19), der ihn allerdings offenbar noch mit dem Hauyn verwechselte und später Ferd. Zirkel (20), in den Leucitophyren Gerhard vom Rath (21); die weite Verbreitung in den basaltischen Gesteinen wies zuerst F. Zirkel (22) nach. Er ist in diesen Gesteinen fast durchweg idiomorph und nur in gewissen Tephriten und Nephelinbasalten in derben Körnern ohne Krystallbegrenzung (Nephelinitoid) ausgebildet; in Phonolithen und Tinguaiten führt er dieselben Einschlüsse, wie in den Tiefengesteinen, in basaltoiden Gesteinen ist er oft einschlußfrei.

Von hoher geologischer Bedeutung ist der Nachweis des Nephelins in Gesellschaft von Jadeit in krystallinischen Schiefern durch M. Bauer (23). Die Gesteine sollen aus Tibet stammen.

Außerordentlich mannigfach sind die Umwandlungen des Eläoliths und Nephelins. Am häufigsten ist die Umwandlung in Zeolithaggregate von verworren blättrigkörniger bis blättrig-stengliger Struktur, sogenannten „Spreustein", deren Aussehen im Dünnschliff von F. Zirkel zutreffend mit den Eisblumen des Winters an den Fensterscheiben verglichen wird. Der Prozeß beginnt von der Peripherie der Krystalle aus, auf welche die Faser- und Blätterbüschel sich senkrecht ansetzen und schreitet von hier und analog von Spalten und Klüften im Innern aus allmählich fort bis zu mehr oder weniger vollkommener Zerstörung des Mutterminerals. Solche Spreusteine bestehen vorwiegend aus Ranit oder Hydronephelit (Hydronephelitspreusteine Brögger's) oder aus Natrolith (Natrolithspreusteine), oder auch aus Gemengen beider, denen in kleinen Mengen oft Thomsonit, Diaspor oder Hydrargillit beigemengt ist. Beschreibungen dieser Pseudomorphosen sind häufig in der Literatur; speziell beschäftigt sich mit ihnen eine Arbeit von C. von Eckenbrecher (24). — In den theralithischen Gesteinen und nach N. V. Ussing (6) in den grönländischen Eläolithsyeniten findet sich am häufigsten die Umwandlung in Analcim. Auch hier schreitet der Prozeß von der Peripherie nach innen fort; es bildet sich eine isotrope Schale um den Eläolith, von der aus zungenförmige und warzenähnliche Fortsätze in das Innere mehr und mehr vordringen. — Die Umwandlung in Sodalith wurde schon von J. Strüver (25) und R. Blum (26) an Nephelin und Eläolith beschrieben, neuerdings von Ussing (6). Nach letzterem beginnt sie ähnlich, wie bei der Umwandlung in Analcim vom Rande her in kugelsegmentähnlichen Ansätzen und schreitet nach innen fort, teils tritt sie an zahlreichen Punkten im Innern auf und führt hier zur Bildung von rundlichen bis eckigen Sodalitheinschlüssen im Eläolith. — Die Umwandlung in Cancrinit ist sehr verbreitet und folgt ebenfalls den Rändern und Spaltrissen des Eläoliths, denen meistens parallel sich die stark doppelbrechenden Cancrinitnädelchen ordnen. Seltener entstehen divergierende, büschelige oder verworrene, blättrige Cancrinitaggregate im Muttermineral. — Brögger (5) beschreibt Umwandlungen des Eläoliths der südnorwegischen Alkaligesteine, bei denen zunächst eine Auflösung und Fortführung des Eläoliths, später ein Neuabsatz von Substanz stattfand, wie die Natur der Grenzlinien deutlich erkennen lasse. Unter den, meistens in wohlerkennbaren Schalen sich folgenden, Neubildungen spielen Analcim und Sodalith die Hauptrolle; daneben erscheinen Hydronephelit, Natrolith, Thomsonit und Ägirin. Das wären also eigentlich Ausfällungspseudomorphosen. —

Die Umwandlung des Eläoliths und Nephelins in Zeolithe und Sodalith dürfte wohl

durch die Einwirkung heißen Wassers und bald nach der Verfestigung der Gesteine stattgefunden haben. Der normalen atmosphärischen Verwitterung wird man die besonders in Eläolithporphyren, aber ebenso, wenn auch in weniger auffälliger Form in den Eläolithsyeniten allverbreitete Umwandlung in dichten Muscovit zuschreiben dürfen, wie sie im Liebenerit von Predazzo und Gieseckit von Akuliarusek unfern Igaliko in Grönland zuerst von R. Blum (27) richtig erkannt und von Ussing (6) mikroskopisch genau beschrieben wurde. In Schnitten senkrecht zur Basis des Eläoliths liegen von 0.2 mm bis zu verschwindenden Dimensionen herabsinkende Muscovitblättchen mit ihrer Spaltfläche der Basis des Mutterminerals z. gr. T. genau parallel. Daneben kommen Streifen und Flecken vor, wo die Glimmerblättchen teils ganz unregelmäßig, teils in Rosetten geordnet, teils auch in Streifen senkrecht zur Eläolithbasis liegen. In basalen Schnitten liegen die Glimmerblättchen gern rosettenförmig, oder sonst ohne regelmäßige Orientierung durcheinander. Offenbar ist die Entstehung der Pseudomorphose und die Anordnung des Umwandlungsproduktes durch die Blätterdurchgänge des Mutterminerals bedingt, dessen Einschlüsse oft noch wohlerhalten sind.

J. Lemberg (28) hat die Umwandlung des Nephelins in Sodalith und Cancrinit experimentell verfolgt.

Der von Bruno Mierisch (29) in den Monte Somma-Auswürflingen entdeckte Kaliophilit ($KAlSiO_4$) ist ein Kalinephelin und identisch mit dem Phakellit Scacchis. — G. J. Brush und E. Dana (30) erkannten den Eukryptit ($LiAlSiO_4$), der im Gemenge mit Albit ein Umwandlungsprodukt des Spodumens von Branchville, Conn. ist, als einen Lithionnephelin.

Künstliche Darstellung. Der Nephelin wurde zuerst von F. Fouqué und A. Michel-Lévy (31) aus Schmelzfluß dargestellt; nach derselben Methode wurden die Versuche von Bourgeois (32) und C. Doelter (33) ausgeführt. — Hautefeuille (34) erhielt den Nephelin in meßbaren Krystallen $\infty P$ $(10\bar{1}0)$ $oP$ (0001) durch Auflösung seiner Bestandteile in Natriumvanadinat und Krystallisation bei hoher Temperatur — Ch. und G. Friedel (35) bekamen K-reiche Nepheline durch Einwirkung von Ätzkali und Ätznatron auf Muscovit.

Literatur. (1) Z. X. **6**. 209. — (2) N. J. B. B. **9**. 1895. 466. — (3) Z. X. **22**. 1894. 333. — (4) T. M. P. M. **20**. 1901. 42. — (5) Z. X. **16**. 1890. 217. — (6) Meddelelser om Grönland **14**. 1894. 109. Kjöbenhavn. — (7) Pogg. Ann. **119**. 1863. 145. — (8) Amer. Journ. **31**. 1886. 262. — (9) N. J. 1880. II. 141. — (10) N. J. B. B. I. 1. 1880. — (11) The igneous rocks of Arkansas. Little Rock 1891. passim. — (12) N. J. 1887. II. 222. — (13) Amer. Journ. **48**. 1894. 10. — (14) Fennia **11**. 2. Helsingfors 1894. — (15) Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitender Gesteine. Kuopio 1894. — (16) G. F. i Stockholm Förhdl. **6**. 1883. 542. — (17) G. F. i Stockholm Förhdl. **17**. 1895. 100 und 214. — (18) G. F. i Stockholm Förhdl. **18**. 1896. 459. — (19) Z. D. G. G. **8**. 1856. 184. — (20) Pogg. Ann. **131**. 1867. 308. — (21) Z. D. G. G. **12**. 1860. 35. 41. — (22) Mikroskopische Untersuchungen über die Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. Bonn 1870. 38. — (23) N. J. 1896. I. 85 und 1897. I. 258. — (24) T. M. P. M. **3**. 1880. 1. — (25) Atti R. Accad. Torino. 1872. — (26) Pseudomorphosen. 4. Nachtrag. Heidelberg 1879. 34. — (27) Pogg. Ann. **87**. 1852. 315. — (28) Z. D. G. G. **28**. 1876. 536. 602; **35**. 1883. 607. 611. — (29) T. M. P. M. **8**. 1887. 157. — (30) Amer. Journ. **20**. 1880. 259. — (31) C. R. **87**. 1878. 961; **90**. 1880. 698 und Bull. Soc. min. Fr. **2**. 1879. 116 und **3**. 1880. 118. — (32) Ann. Phys. Chim. **19**. 1883. — (33) Z. X. **9**. 1884. 321. — (34) Annales de l'Ecole Norm. supér. **9**. 1880. — (35) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 129. — (36) S. B. A. **18**. 1901. 400.

## Cancrinit.

Chem.: $H_6Na_8CaAl_8(SiO_4)_8(CO_4)_2$.

$a : c = 1 : 0.4224$.[1]) $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1 = 64^0$ ca.

[1]) A. E. Törnebohm (1) fand in Dünnschliffen der tinguaitischen Randfacies des Cancrinitsyenits von Elfdalen in anscheinend parallel zur Hauptaxe gelegenen

Morph.: P (10$\bar{1}$1), ∞P (10$\bar{1}$0). Habitus lang- und dünnprismatisch. Unregelmäßig begrenzte Körner, stenglige und schuppige Aggregate. Pseudomorphosen nach Nephelin.

Koh.: Spaltung nach ∞P (10$\bar{1}$0) deutlich im Dünnschliffe bei Längs- und Querschnitten; weniger deutlich eine Spaltung nach oP (0001) und Andeutungen einer solchen nach ∞P2 (11$\bar{2}$0). — H. = 5—6. — Sp. G. = 2.42—2.5.

Opt.: Schwacher Glasglanz ins Fettige geneigt, auf Spaltflächen perlmutterartig. Farblos, oft gelb, blau, rot in verschiedenen Tönen; im Dünnschliff farblos. — Sehr schwache Lichtbrechung, starke negative Doppelbrechung.

Miask $\omega_\varrho = 1.5244$ $\varepsilon_\varrho = 1.4955$. $\omega_\varrho - \varepsilon_\varrho = 0.0289$ A. Osann.
Litchfield $\omega = 1.522$ $\varepsilon = 1.499$. $\omega - \varepsilon$ = (direkt gemessen) = 0.028 A. Michel-Lévy und A. Lacroix (3).

Reakt.: Schmilzt beträchtlich leichter als Nephelin unter Aufschäumen zu weißem blasigem Glase. Wird von Salzsäure unter schwacher, aber anhaltender Kohlensäureentwicklung gelöst; bei Erwärmung erstarrt die Lösung zu einer Gallerte. — Die Entwicklung von Kohlensäure läßt sich gut im Dünnschliff beobachten, ebenso das Trübewerden beim Glühen nach E. Cohen (4).

Diagn.: Vom Nephelin unterscheidet den Cancrinit sofort die starke Doppelbrechung, von den rhomboedrischen Karbonaten die Spaltung und die weit schwächere Doppelbrechung, von allen anderen Mineralien das chemische Verhalten.

Vork. Der Cancrinit ist ein primärer Gemengteil vieler foyaitischer und theralithischer Tiefen- und Ganggesteine, insbesondere der Eläolithsyenite, in denen er z. T. den Eläolith vertreten kann, wie bei Särna in Dalekarlien nach A. E. Törnebohm (1) und im Kirchspiel Kuolajärvi in Finland, wo er nach W. Ramsay und E. T. Nyholm (5) 29 % der Gesteinsmassen ausmacht. — Ebenso findet er sich in Eläolithsyeniten, Essexiten, Theralithen, Ijolithen und Tinguaiten als ein sekundärer Gemengteil im Eläolith oder Nephelin eingewachsen und nicht selten in vollendeten Pseudomorphosen nach diesen Mineralien. Er wird aus dem Langesundgebiete beschrieben von W. C. Brögger (2), aus dem Ditroit von A. Koch (6), aus dem Litchfieldit von F. W. Clarke und J. S. Diller (7). — Über die Beziehungen des Cancrinits zu Nephelin, Davyn und Mikrosommit berichten H. Rauff (8) und E. Kaiser (9). — Die roten und gelben Farben des Cancrinits rühren von eingeschlossenen Hämatittäfelchen her. — Cancrinit erleidet dieselben Umwandlungen zu Zeolithen und zu pinitoidischen Substanzen, wie Nephelin.

Literatur. (1) G. F. i Stockholm Förhdl. **6**. 1883. 383. — (2) Z. X. **16**. 1890. 239. — (3) Minéraux des roches. Paris 1888. 164. — (4) N. J. 1883. II. —370—. — (5) Bull. Commission géol. de la Finlande I. Helsingfors 1890. — (6) N. J. B. B. **1**. 1881. 144. — (7) Amer. Journ. **31**. 1886. 262. — (8) Z. X. **2**. 1878. 456. — (9) Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn 1898. 105.

---

Schnitten des Cancrinits den Winkel der Polkante zur Prismenkante im Maximum zu 64°. Nahe hiermit übereinstimmend ermittelte ihn W. C. Brögger (2) an Krystallen von Barkevik als zwischen 66° und 60° gelegen, im Mittel der Beobachtungen zu 63° 1′. Dieser Wert würde c = 0.4409 geben. c des Cancrinits und c des verwandten Mikrosommits = 0.4183 sind angenähert = $^1/_2$c des Nephelins.

## Turmalin.

Chem.: $\left.\begin{matrix} H_8Na_4Al_{16}B_6Si_{12}O_{68} \\ H_8Mg_{12}Al_{10}B_6Si_{12}O_{68} \\ H_8Fe_{12}Al_{10}B_6Si_{12}O_{68} \end{matrix}\right\}$ in isomorpher Mischung und mit wechselndem Ersatz von Na durch Li und K, von Fe durch Mn, selten von Al durch Cr, auch z. T. mit geringen Mengen von Ca und F.

a : c = 1 : 0.44805, aber etwas schwankend bei den verschiedenen Mischungen; worüber ausführliche Angaben bei E. A. Wülfing (5). Rhomboedrisch-hemiedrisch und hemimorph.

Morph.: P = R ($10\bar{1}1$), o = — 2R ($02\bar{2}1$), n = $-\frac{1}{2}$R ($01\bar{1}2$), s = $\infty$P2 ($11\bar{2}0$), l = $\infty$R ($10\bar{1}0$) nur mit 3 Flächen, c = oR (0001), selten t = $R^3$ ($21\bar{3}1$). Habitus prismatisch mit s ($11\bar{2}0$) allein oder in Kombination mit l ($10\bar{1}0$) und mit verschiedenen terminalen Flächen an den beiden Polen der Hauptaxe.

| | |
|---|---|
| $10\bar{1}1 : \bar{1}101 = 46^\circ\ 54'$ | $10\bar{1}1 : 0001 = 27^\circ\ 21'$ |
| $01\bar{1}2 : 1\bar{1}02 = 25^\circ\ 3'$ | $01\bar{1}2 : 0001 = 14^\circ\ 30'$ |
| $02\bar{2}1 : 2\bar{2}01 = 77^\circ\ 2'$ | $02\bar{2}1 : 0001 = 45^\circ\ 59'$ |

Stenglige Individuen und Aggregate in büschelförmiger oder schön radialer Anordnung, sog. Turmalinsonnen. — Selten Körner.

Koh.: Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar; unregelmäßige Risse und Sprünge zumal quer gegen die Säulenaxe häufig. Bruch uneben. — H. = 7. — Sp. G. = 3.0—3.24.

Opt.: Glasglanz. In den Gesteinen wohl nie farblos, sondern vorwiegend schwarz (Schörl), auch braun, dunkelgrün, rotbraun im auffallenden, braun, rötlich, grün, gelblich, oft blauviolett in verschiedenen Tönen im durchfallenden Lichte. Die Farbe wechselt oft in konzentrischen Schalen, seltener in Lagen parallel der Basis. — Mäßige Licht- und Doppelbrechung mit negativem Charakter.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Farbloser Turmalin, Elba | $\omega_{na} = 1.6397$ | $\varepsilon_{na} = 1.6208$, | $\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.0189$ | M. von Miklucho-Maclay. |
| „ „ „ | 1.6424 | 1.6223 | 0.0201 | E. A. Wülfing (1) |
| „ „ „ | 1.6386 | 1.6202 | 0.0184 | K. Zimanyi (2) |
| Dunkelgr. Turm., Brasilien | 1.6424 | 1.6222 | 0.0202 | „ |
| Grüner Turm., Haddam | 1.6401 | 1.6220 | 0.0181 | E. A. Wülfing (1) |
| Schwarzer Turm., Tirol | 1.6429 | 1.6195 | 0.0234 | K. Zimanyi (2) |
| Blauer Turm., Ural | 1.6530 | 1.6312 | 0.0218 | Schwebel (3) |
| Chromturmalin, Syssert[1]) | $\omega_{grün}$ 1.6870 | $\varepsilon_{grün}$ = 1.6412 | $\omega_{grün} - \varepsilon_{grün}$ = 0.0458 | A. Arzruni (4) |

Nach Wülfing (5) lassen sich die Turmaline nach Licht- und Doppelbrechung in drei Hauptgruppen bringen: die lithionreichen mit niedrigster Doppelbrechung und mittlerer Lichtbrechung, die magnesiareichen mit mittlerer Doppelbrechung und niedrigster Lichtbrechung und die eisenreichen mit höchster Doppelbrechung und höchster Lichtbrechung; bei den letzten kann man, je nachdem der ordentliche Strahl

[1]) Im Lichte einer Petroleumlampe approximativ bestimmt.

blau oder grün gefärbt ist, eine blauschwarze und eine grünschwarze Abart unterscheiden. Die Grenzwerte für diese mit Bezug auf die Na-Linie und Hinzufügung der sp. G. gibt folgende Tabelle:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Li-Turmalin | | | |
| $\omega_D = 1.6406—1.6507$ | $\varepsilon_D — 1.6199—1.6257$ | $(\omega—\varepsilon)_D = 0.0172—0.0211$ | sp. G. = 3.007—3.134 |
| Blauschwarzer Eisenturmalin | | | |
| = 1.6517—1.6664 | = 1.6281—1.6368 | = 0.0236—0.0299 | = 3.140—3.212 |
| Grünschwarzer Eisenturmalin | | | |
| = 1.6531—1.6854 | = 1.6270—1.6515 | = 0.0260—0.0339 | = 3.122—3.220 |
| Mg-Turmalin | | | |
| = 1.6315—1.6536 | = 1.6123—1.6290 | = 0.0192—0.0246 | = 3.036—3.104 |

Der Pleochroismus der Turmaline wechselt dem Grade und der Farbe nach bei den verschiedenen Arten beträchtlich, aber stets ist die Absorption stärker für den ordentlichen, als den außerordentlichen Strahl. Bei den in den Gesteinen herrschenden, tiefgefärbten Arten ist O dunkelbraun, E hellgelb, O dunkelgrün, E rötlichviolett bis bräunlich, O blau in verschiedenen Tönen, E blaßrötlichviolett am häufigsten. Am Chromturmalin ist O grün bis blaugrün, E gelb. Auch in fast farblosen Turmalinen ist die Absorption $O > E$ noch erkennbar. — Pleochroitische Höfe um Rutil- und Zirkoneinschlüsse im Turmalin eines Granits von Striegau beobachtete H. Traube (6); sie verschwanden leicht beim Glühen.

Optische Anomalien zeigen sich im konvergenten Licht öfter durch die Öffnung des Interferenzkreuzes in Hyperbelbögen mit geringem polaren Abstand, insbesondere bei Turmalinen mit isomorpher Schichtung aus verschieden gefärbten Schalen. Dieselben wurden schon von Jenzsch (7) besprochen und gaben E. Mallard (8) Anlaß, den Turmalin für pseudohexagonal zu halten. In neuerer Zeit beschäftigte sich damit A. Karnojitzky (9). — Daß Zweiaxigkeit in normalen Turmalinen durch Druck senkrecht zur Hauptaxe erzeugt, in anomalen vergrößert werden könne, zeigte H. Bücking (10).

Reakt.: Bestreut man eine aus Flußspat und Kaliumbisulfat geschmolzene Perle mit Turmalinpulver und bringt sie in die Bunsensche Flamme, so färbt sich diese vorübergehend grün (Bor). — Säuren greifen den ungeglühten Turmalin nicht an, auch Flußsäure nicht.

Diagn.: Die Gestalt, der Mangel jeder Spaltbarkeit, der Pleochroismus und die Unangreifbarkeit durch Säuren lassen eine Verwechslung des Turmalins mit anderen Mineralien kaum zu.

Vork. Die Mannigfaltigkeit des chemischen Aufbaus erklärt die weite Verbreitung eines zonaren Baus beim Turmalin, meistens in konzentrischen Schalen, seltener in parallelen Lagen zur Basis, wie bei den sogenannten Mohrenköpfchen von Elba, am seltensten so, daß ein durch seine Farbe sich vom Hauptindividuum abhebendes Axengerüst wahrnehmbar ist. — Einschlüsse vergesellschafteter Gesteinsgemengteile, auch solche von Gasen und Flüssigkeiten, unter denen schon Bryson (11) auch liquide Kohlensäure erkannte, sind nicht selten, aber in keiner Weise charakteristisch.

Als Nebengemengteil und vikarierend für Glimmer tritt der Turmalin in der Schörlform in den saureren Tiefengesteinen der Granit-, Syenit- und Dioritfamilie be-

sonders gern an deren Peripherien und in der Nähe von Gängen und Klüften auf. Sehr verbreitet ist er in den greisenartigen Modifikationen der Granite, in denen mit seiner Zunahme dann eine Abnahme des Glimmers und Feldspates bis zum völligen Verschwinden Hand in Hand geht. Er bildet hier oft deutliche Pseudomorphosen nach Glimmer und Feldspat im Gemenge mit Quarz und Cassiterit. — Ebenso findet er sich vereinzelt in den Quarzporphyren, Lipariten, Quarzporphyriten und zumal in zinnerzführenden Quarzporphyren, gern assoziert mit reichlichem Topas, wie am Mount Bischoff in Tasmanien, von wo ihn C. von Groddeck (12) beschrieb. — In den Apliten und Pegmatiten begleitet und vertritt er den Glimmer. — In den Kontaktzonen der Tiefengesteine, zumal der Granite, ist er ein Hauptgemengteil der Turmalinhornfelse (Schörlfelse partim), wie sie von H. Rosenbusch (13) bei Hohwald in den Vogesen beschrieben wurden, und am Auersberge bei Eibenstock im Erzgebirge, vielfach in Cornwall und vorzüglich entwickelt nach der Beschreibung von G. W. Hawes (14) in den White Mountains bei Albany, N. H. auftreten. — Aus Diabaskontaktgesteinen beschrieben ihn A. Andreae und A. Osann (15) von New Jersey. — Die ganze Art dieser Vorkommnisse in Eruptivgesteinen und ihren Kontakthöfen deutet auf einen pneumatolytischen Ursprung des Turmalins.

Ebenso ist der Turmalin in einzelnen, meist vorzüglich idiomorphen Individuen in den Gneißen und gneißartigen krystallinen Schiefern, wie Granuliten, Hälleflinten, Glimmerschiefern usw. vorhanden, wie besonders A. E. Törnebohm (16) nachwies. — Desgleichen ist er in einzelnen, meistens deutlich hemimorphen Individuen verbreitet in den Phylliten und Tonschiefern (Bd. I. 2 Taf. II Fig. 2), wie F. Zirkel (17) erkannte. Er hat hier sehr konstant den Pleochroismus O grau- bis blauviolett, E farblos. In Graphitschiefern der Gegend von Schriesheim im Odenwald fand ihn A. Osann (18) pleochroitisch mit O dunkelbraunrot, E hellgrüngelb. — Bei der schweren Angreifbarkeit des Turmalins gerät er unversehrt in den Detritus dieser Gesteine und die daraus neugebildeten Felsarten. So beschrieb ihn Arth. Wichmann (19) aus losen Sanden, hält ihn aber darin für authigen, E. E. Schmid (20) aus Sandsteinen unter dem Namen Mikroschörlit, R. Credner (21) aus Schiefertonen und Tonen und viele Autoren aus Löß.

Die Umwandlung der Turmaline in Glimmermineralien beschreibt G. Tschermak (22) mikroskopisch unter voller Berücksichtigung der älteren Literatur. Die Alkaliturmaline wandeln sich in dichten Muscovit, die Magnesiumeisenturmaline in ein Aggregat von Muscovit- und Meroxenblättchen um, wobei letztere z. T. zu chloritischen Mineralien weiter verändert werden. Der Beschreibung liegen bei dem ersten Fall Vorkommnisse von Hebron in Maine und Rozena in Mähren, für den zweiten von Schneeberg in Sachsen und vom Hörlberge bei Bodenmais zugrunde, mit denen solche vom Weißen Stein bei Freiburg i. B. genau übereinstimmen.

Die künstliche Darstellung des Turmalins ist bisher nicht gelungen.

Literatur. (1) N. J. Centralblatt 1901. 299. — (2) Z. X. **22**. 1894. 333. — (3) Z. X. **7**. 158. — (4) Z. X. **7**. 11. — (5) Über einige krystallographische Konstanten des Turmalins und ihre Abhängigkeit von seiner Zusammensetzung. Programm zur 82. Jahresfeier der k. Württemb. landwirtschaftl. Akademie Hohenheim. Stuttgart 1900. — (6) N. J. 1890. I. 186. — (7) N. J. 1862. 188. — (8) Explication des phénomènes optiques anomaux et. Paris 1877. 96. — (9) Schriften k. ruß. miner. Ges. **27**. 1891. 209 und Arb. naturf. Ges. St. Petersburg **21**. 1891. 49. — (10) Z. X. **7**. 565. — (11) N. J. 1862. 370. — (12) Z. D. G. G. **36**. 1884. 648 und **38**. 1886. 374. — (13) Abhandl. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen **2**. 1877. 160. — (14) Amer. Journ. **21**. 1881. 21. — (15) Verhdl. naturhist.-med. Ver. Heidelberg. N. F. **5**. 1892. 1. — (16) G. F. i Stockholm Förhdl. **3**. 1876. 218. — (17) N. J. 1875. 628. — (18) Mitt. Bad. geol. Landesanstalt **2**. 1892. 377. — (19) N. J. 1880. II. 294. — (20) Z. D. G. G. **38**. 1876. 95. — (21) Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle a. S. **47**. 1876. — (22) T. M. P. M. **21**. 1902. 1 und Z. X. **35**. 1901. 209.

## Eudialyt und Eukolit.

Chem.: $\overset{II}{R}_3\overset{I}{R}_4Zr(SiO_3)_7$, worin $\overset{II}{R}$ = Ca, mit Fe, Mn und z. kl. T. CeOH, $\overset{I}{R}$ = Na mit H und wenig K, und worin ein kleiner Teil von $SiO_2$ durch $ZrOCl_2$ ersetzt ist.[1]) Nach Berechnung von W. C. Brögger (1). Ein Niobat scheint in geringen Mengen im norwegischen Eukolit vorzukommen.

a : c = 1 : 2.1116, rhomboedrisch hemiedrisch.[2])

Morph.: c = oR (0001), r = R ($10\bar{1}1$), e = $-\frac{1}{2}$R ($01\bar{1}2$), z = $\frac{1}{4}$R ($10\bar{1}4$), s = $-2$R ($02\bar{2}1$), a = $\infty$P2 ($11\bar{2}0$), m = $\infty$R ($10\bar{1}0$). Habitus kurz prismatisch bis dick tafelförmig oder rhomboedrisch; herrschend die Flächen von c, e, r, oft auch herrschend a. — Rundliche Körner; derbe Massen.

| | | | |
|---|---|---|---|
| $0001 : 10\bar{1}1$ | = 67° 42′ | $10\bar{1}1 : \bar{1}101$ | = 106° 30′ |
| $0001 : 01\bar{1}2$ | = 50° 38′ | $11\bar{2}0 : 10\bar{1}1$ | = 36° 45′ |
| $0001 : 02\bar{2}1$ | = 78° 24′ | $11\bar{2}0 : 02\bar{2}1$ | = 47° 58′ |

Koh.: Spaltbarkeit nach (0001) kommt auch mikroskopisch deutlich zur Wahrnehmung; ihr folgen deutlich die Umwandlungsvorgänge. Die wenig vollkommenen Spaltungen nach ($11\bar{2}0$) und ($10\bar{1}4$) treten selten in die Erscheinung. — Bruch flachmuschlig bis splittrig. — H. = 5.5—6.5. — Sp. G. = 2.8—3.2.

Opt.: Glasglanz. Farbe rosarot, granatrot, blutrot, bläulichrot,

---

[1]) Das Mittel aus den Analysen des grönländischen Eudialyts von Nylander, Lorenzen und Rammelsberg geben die Zahlen unter I, das Mittelaus den Analysen des norwegischen Eukolits vom Langesund von Nylander, Cleve und Rammelsberg die Zahlen unter II mit Vernachlässigung der untergeordneten Bestandteile.

| | I | II |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50.08 | 47.39 |
| $ZrO_2$ | 14.43 | 14.17 |
| $Ce_2O_3$ | 2.38 | 4.76 |
| FeO | 6.10 | 5.32 |
| MnO | 0.96 | 3.10 |
| CaO | 10.30 | 10.77 |
| $Na_2O$ | 13.82 | 10.71 |
| Cl | 1.29 | 1.22 |
| Glühverlust | 1.53 | 1.82 |
| | 100.89 | 99.26 |

Danach wäre der Eudialyt etwas reicher an $SiO_2$ und $Na_2O$, ärmer an MnO und Cermetellen.

[2]) Die Beziehungen zwischen Krystallform, sp. G., Brechungsvermögen und Doppelbrechung gibt folgende Zusammenstellung von W. Ramsay (2); die Angaben über Eudialyt von Kekertanguak bei Kangerdluarsuk stammen von N. V. Ussing (3).

| | a : c | Sp. G. | $\frac{2\omega+\varepsilon}{3}$ | $\omega-\varepsilon$ | Opt. Charakt. |
|---|---|---|---|---|---|
| Eukolit, Arö | 1 : 2.0966 | 3.10—2.98 | 1.620 | 0.0027 | — |
| Eudialyt, Umptek | 1 : 2.1072 | 2.92—2.83 | 1.609—1.606 | 0.002 | — und + |
| „ Kangerdluarsuk | 1 : 2.1116 | 2.85 | 1.606 | $\lesssim$0.0018 | + |
| „ Magnet Cove | 1 : 2.1117 | 2.83—2.80 | — | — | + |
| „ Kekertanguak | — | — | — | 0.0026 | + |
| „ „ | — | — | — | 0.0037 | + |

kastanienbraun im auffallenden, nahezu farblos, gelblich, bräunlichgelb, rosarot bis hellrot im durchfallenden Lichte. Zonarer Farbenwechsel sehr verbreitet. Mäßiges Brechungsvermögen bei sehr schwacher Doppelbrechung mit positivem Charakter bei Eudialyt, negativem bei Eukolit. Bei isomorphen Mischungen von Eudialyt und Eukolit, wie W. Ramsay (4) sie in den Eläolithgesteinen der Halbinsel Kola entdeckte, fand er die Doppelbrechung stellenweise positiv, stellenweise negativ, bzw. anscheinend = 0, so daß die beiden Bilder, welche ein Prisma gab, sich nicht trennen ließen.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Eukolit, Langesund | $\omega = 1.6205$ | $\varepsilon = 1.6178$ | $\omega - \varepsilon = 0.0027$ | Brögger (1) |
| Eudialyt, Lujaur Urt, Kola | $\omega_{rot} = 1.6018$ | $\varepsilon_{rot} = \omega$ [1]) | | Ramsay (4) |
| | $\omega_{na} = 1.6057$ | „ | $\omega - \varepsilon = 0$ | |
| | $\omega_{tl} = 1.6094$ | „ | | |
| Eudialyt, Grönland | $\omega_{li} = 1.6042$ | $\varepsilon_{li} = 1.6060$ | | E. A. Wülfing [2]) |
| | $\omega_{na} = 1.6084$ | $\varepsilon_{na} = 1.6102$ | $\omega_{na} - \varepsilon_{na} = 0.0018$ | |
| | $\omega_{tl} = 1.6120$ | $\varepsilon_{tl} = 1.6142$ | | |
| Eudialyt, Umptek Kola | $\omega_{\varrho} = 1.6085$ | $\varepsilon_{\varrho} = 1.6105$ | | Ramsay (2) |
| | $\omega_{na} = 1.6104$ | $\varepsilon_{na} = 1.6129$ | $\omega_{na} - \varepsilon_{na} = -0.0025$ | |

Anomale Zweiaxigkeit ist sehr verbreitet in Kola, Grönland und Arkansas, wie Ramsay, Ussing und J. Francis Williams (5) fanden; der Axenwinkel schwankt in ein und demselben Krystall und kann bis zu $2E = 50°$ steigen.

Der Pleochroismus ist schwach und im Dünnschliff meistens gar nicht oder kaum bemerkbar mit Absorption $O > E$. Doch gibt A. Lacroix (9) für ein Eukolitmineral der Ägirinfoyaitgänge von Ampangarinana in NW. Madagaskar: c blaßgelb, a karminrot, $\gamma - \alpha = 0.01$. Der Autor betont mit Recht die für ein echtes Glied der Eukolitfamilie zu hohe Doppelbrechung. Auch in den foyaitischen Gesteinen des Berges Bezavona in NW. Madagaskar findet sich ein optisch negatives Eudialytmineral mit lebhaftem, aber dem Sinne nach umgekehrtem Pleochroismus zwischen c karminrot und a rötlich gelb bis farblos. Seine Doppelbrechung ist normal, kanm 0.002.

Eine Sanduhrstruktur ist am Lujaur Urt und Umptek auf der Halbinsel Kola nach Ramsay sehr verbreitet. Die Durchschnitte der Individuen zerfallen durch Grenzen, welche von den Ecken ausgehen, in Felder oder richtiger Anwachskegel. Immer sind die zur Basis gehörenden Anwachskegel schwächer doppelbrechend als die zu Rhomboeder- oder Prismenflächen gehörigen, aber innerhalb der durch die Anwachskegel unbehindert durchgehenden Zonen ist der Wechsel der Doppelbrechung unregelmäßig. In den Anwachskegeln der Basis ist der optische Charakter negativ oder unbestimmbar, in denen der seitlichen Flächen positiv, doch kommen wohl auch einzelne negative Zonen in den seitlichen Anwachskegeln vor. Eine stärkere negative Doppelbrechung, als die normale, tritt an Sprüngen und Rissen auf und scheint durch stoffliche Änderungen bedingt zu sein. Die Doppelbrechung ist anomal zweiaxig mit $2E = 15°$ im Maximum und die Axenebene ist auf der Basis verschieden orientiert und

[1]) Gleichmäßig an zwei verschieden orientierten Prismen.

[2]) Die Bestimmungen von Wülfing wurden an einem Prisma ausgeführt, dessen eine Fläche 0° 6′ nach oben, die andere 0° 12′ nach unten von der richtigen Lage abwich. Der mögliche Fehler beträgt für die Bestimmung im Li- und Na-Licht $\pm 0.0002$ bis $\pm 0.0003$, für Tl $\pm 0.0005$.

zwar angenähert senkrecht je zu der nächstliegenden Trace einer Prismenfläche. — Analoge Beobachtungen über die Erscheinungen bei grönländischen Eudialyten geben N. W. Ussing (3) und G. Flink (6). — Zonarer Bau ohne Sanduhrstruktur kommt gleichfalls vor und eine abnorme Zunahme der Doppelbrechung mit stets negativem Charakter ist sehr verbreitet an Sprüngen und Rissen der Eudialyte aller Fundorte.

Ussing (3) fand, daß bei einer Erhitzung des roten Eudialytes von Grönland bis etwa 700° die Doppelbrechung positiv blieb, aber stark abnahm und bei Abkühlung wieder wuchs, nach voller Abkühlung war sie größer, $\omega-\varepsilon = 0.0044$, als vor der Erwärmung, $\omega-\varepsilon = 0.0037$. — Bei schwacher Rotglut tritt eine dauernde Veränderung ein: die Farbe des Minerals ist nach der Abkühlung heller rot geworden, die Doppelbrechung positiv geblieben, aber auf $\omega-\varepsilon = 0.0002$ gesunken. — Bei stärkerer Rotglut tritt eine zweite dauernde Veränderung ein; die Farbe ist nach der Abkühlung ziemlich dunkel violett und die Doppelbrechung ist negativ geworden mit $\omega-\varepsilon = 0.0010$. — Bei noch stärkerem Glühen tritt eine dritte dauernde Veränderung ein, das Mineral erscheint ganz bleich und braun nach der Abkühlung und hat sich mit zahllosen, staubartig kleinen Flüssigkeits- und Lufteinschlüssen gefüllt, die Doppelbrechung ist wieder positiv, aber sehr schwach geworden mit $\omega-\varepsilon = 0.0004$. — Auch Ramsay (2) beobachtete eine Beeinflussung der Stärke und des Charakters der Doppelbrechung am Eudialyt von Kola schon bei der Temperatur von 265°.

Bezüglich des Pleochroismus fand Ussing an dickeren Platten des roten grönländischen Eudialyts E hellviolett bis rosa, O etwas stärker bräunlichrot bis rötlich braun, bei braunem Eudialyt ebendaher E äußerst schwach bräunlich, O etwas stärker gelbbraun bis rötlichbraun. In einzelnen feinkörnigen Gesteinen war der makroskopisch braune Eudialyt auch im Dünnschliff rotgefärbt und nicht pleochroitisch. Die Farbe war bald gleichmäßig über das ganze Individuum verbreitet, bald nur im Zentrum vorhanden, während der Rand farblos war, oder auch noch einzelne rote Zonen enthielt. In selteneren Fällen war das Zentrum rot und pleochroitisch und setzte scharf an einer farblosen oder braunen Randschale ab; dann war im roten Zentrum E rosa oder violett, O fast farblos bis schwach bräunlich und in der randlichen Schale E farblos, O schwach braun, also die Absorption $O < E$, d. h. umgekehrt wie bei normalem Verhalten.

Reakt.: Eudialyt und Eukolit schmelzen unschwer unter Aufschäumen und Gelbfärbung der Flamme zu grünem trübem Glase. Sie geben Wasser im Kölbchen beim Erhitzen ab. Mit Salzsäure gelatinieren sie und die verdünnte Lösung gibt die Zirkonreaktion.

Diagn.: Optisches Verhalten und chemische Reaktionen lassen eine Verwechslung mit anderen Mineralien nicht zu; der Granat unterscheidet sich durch seine weit höhere Lichtbrechung, der Turmalin durch die stärkere Doppelbrechung.

Vork. Eudialyt und Eukolit treten in Eläolithsyeniten und deren pegmatitischen und tinguaitischen Ganggesteinen auf der Halbinsel Kola, im Langesund, in Grönland, Arkansas und Madagaskar auf und W. F. Pettered (7) gibt ihn in einem Mica-Syenite (wohl Pulaskit?) auf der Lottah Zinnerz-Grube, Goulds Co. Tasmanien an. In den Eläolithsyeniten und Tinguaiten pflegt er ein alter Gemengteil und daher idiomorph zu sein, seltener ist er auch hier derbe. Dagegen in den Pegmatiten der Eläolithsyenite ist er wohl vorherrschend allotriomorph und ein oft recht junger Gemengteil. — Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse, die bisweilen reichlich und gern in negativen Krystallen auftreten, sind oft parallel den Flächen des Prismas und der Basis in konzentrischen Zonen geordnet und vereinzelt erscheinen Einschlüsse der älteren assoziierten Gemengteile oder auch Flußspat. Vorwiegend aber sind Eudialyt und Eukolit frei von Interpositionen. — Die erste mikroskopische Beschreibung des grönländischen Eudialyts lieferte wohl Vrba (8).

In hohem Grade interessant ist die von Ussing (3) aus grönländischen Eläolithsyeniten beschriebene Umwandlung in Katapleit, die er an das Ende des eigentlichen

Gesteinsverfestigungsvorganges verlegt. Derselbe Forscher beschreibt Pseudomorphosen von Eudialyt, in denen Zirkon über 23% ausmacht, von Siorarsuit in Grönland und ist geneigt, hierin ein weiteres Stadium der Katapleitpseudomorphose zu sehen, da die Umbildung von Katapleit in Zirkon von Brögger aus dem Langesund angegeben wird.

Literatur. (1) Z. X. **16**. 1890. 498—507. — (2) N. J. B. B. **8**. 1893. 722. — (3) Meddelelser om Grönland. Kjöbenhavn **14**. 1894. 145. — (4) Fennia III. No. 7. 42. Helsingfors 1890. — (5) Amer. Journ. **40**. 1890. 457. — (6) Meddelelser om Grönland. Kjöbenhavn **24**. 1899. 90. — (7) Minerals of Tasmania. Launceston 1896. 35. — (8) S. W. A. **69**. 1874. Februarheft. — (19) Matériaux pour la Minéralogie de Madagascar. Nouv. Arch. du Muséum **4**. I. 41. Paris 1902.

## Hydronephelit und Ranit.

Chem.: $Na_2HAl_3Si_3O_{12} + 3$ aq. — Bei Ranit wird ein Teil des $Na_2$ durch Ca ersetzt.

Krystallsystem nicht sicher bekannt, sehr wahrscheinlich hexagonal.

Morph.: Verworren stenglig-blättrige bis blättrig-körnige Aggregate (Spreustein) in Pseudomorphosen nach Eläolith.

Koh.: Wenig deutliche Spaltung nach drei Richtungen in basalen, isotropen Blättchen. — Sp. G. = 2.26.

Opt.: Brechungsvermögen wie bei Natrolith, also $\frac{2\omega + \varepsilon}{3} = 1.49$, Doppelbrechung einaxig positiv und gleich der des Natroliths $\omega - \varepsilon = 0.012$.

Reakt.: In HCl löslich und beim Eindampfen eine Gallerte gebend.

Vork. Der Hydronephelit wurde von F. W. Clarke und J. S. Diller (1) als Umwandlungsprodukt des Eläoliths im Eläolithsyenit von Litchfield, Me, erkannt und beschrieben. Die Identität des Hydronephelits mit Ranit tat C. W. Brögger (2) dar, und erkannte den Ranit ebenfalls als häufigstes Umwandlungsprodukt des Eläoliths von Laaven im Langesund. Diller bestimmte für Hydronephelit das hexagonale Krystallsystem, während Brögger (3) früher den Ranit als quadratisch bezeichnet hatte.

Die Einzelindividuen des Spreustein-ähnlichen Gemenges sind im allgemeinen höchstens dreimal so lang wie breit und zeigen eine deutliche Längsspaltung, der parallel die kleinste Elastizität liegt. Querschnitte sind isotrop und geben das einaxige Kreuz mit positivem Charakter. Die Spaltung ist in diesen nicht sehr deutlich, scheint aber allerdings, wie auch gelegentliche fragmentare Umrisse auf hexagonales System zu weisen. — Hydronephelit ist wasserhell durchsichtig, Ranit oft durch einen undeutbaren dunklen Staub getrübt, der auch im auffallenden Licht das Mineral graublau bis dunkel erscheinen läßt. Nach Brögger wird der Ranit durch Glühen gebleicht.

Thugutt (4) hält den Hydronephelit für ein Gemenge von Natrolith und Hydrargillit und stützt diese Ansicht auf eine Berechnung der Clarkeschen Analyse. Dann müßte das einaxige Bild dem Hydrargillit angehören.

Verbreitet als Umwandlungsprodukt von Eläolith und Nephelin im Eläolithsyenit und Phonolith, nicht selten untermengt mit etwas Thomsonit, Ägirin und Diaspor.

Literatur. (1) Amer. Journ. **30**. 1886. 265. — (2) Z. X. **16** 1890. 234. 636. — (3) G. F. i Stockholm Förhdl. **9**. 1887. 277. — (4) N. J. B. B. **9**. 1895. 611.

## Mineralien des rhombischen Krystallsystems.

Schnitte durch rundum gesetzmäßig begrenzte Krystalle des rhombischen Systems, beziehungsweise die durch Spaltrisse in denselben gebildeten Figuren, sind disymmetrisch, sobald sie zwei Axen parallel gehen, monosymmetrisch, sobald sie einer Axe parallel liegen und asymmetrisch, wenn sie alle Axen endlich schneiden. Fehlen unter den begrenzenden Flächen oder unter den Blätterdurchgängen die pyramidalen, so können die Durchschnitte scheinbar eine höhere Symmetrie besitzen. als ihnen in Wirklichkeit zukommt.

Pinakoidale Spaltbarkeit liefert in allen Durchschnitten, die ihr nicht parallel liegen, parallele Liniensysteme, prismatische oder solche nach zwei Pinakoiden ergeben in den Durchschnitten, welche in der Zone dieser Spaltbarkeit liegen, parallele Risse, in allen anderen sich schneidende Linien, Spaltbarkeit nach drei Pinakoiden oder nach einer Pyramide liefern in allen Schnitten durch sich schneidende Linien geschlossene Figuren.

Das Elastizitätsellipsoid der rhombischen Krystalle ist dreiaxig und die drei Axen desselben fallen mit den Krystallaxen zusammen. Demnach liegt die Ebene der optischen Axen stets in einem krystallographischen Hauptschnitt und die optischen Axen für Licht verschiedener Wellenlänge liegen symmetrisch um zwei der Krystallaxen zerstreut. Ist die Bisektrix des spitzen Winkels der optischen Axen die Richtung kleinster Elastizität (c), so nennt man den Krystall positiv; negativ heißt er, wenn die Axe größter Elastizität (a) diesen Winkel halbiert. — Schnitte senkrecht gegen eine optische Axe sind im parallelen Lichte zwischen gekreuzten Nicols in allen Stellungen gleich hell und geben im konvergenten Lichte im Zentrum des Gesichtsfeldes ein Axenbild (annähernd kreisförmige konzentrische Kurven mit einem dunklen Balken, welcher immer gestreckt ist, sobald die Axenebene mit einem Nicolhauptschnitte zusammenfällt). Bei Drehung des Präparats in seiner Ebene dreht sich der Balken unter leicht hyperbolischer Krümmung. — Alle anderen Schnitte werden zwischen gekreuzten Nicols im parallelen weißen Lichte viermal farbig hell und dunkel. Das Maximum der Dunkelheit tritt ein, sobald der Durchschnitt eines der Hauptschnitte,

welche die Winkel der optischen Axen halbieren, einem Nicolhauptschnitt parallel wird. Daher löschen die Schnitte aus den drei Hauptzonen parallel denjenigen Begrenzungslinien oder Spaltrissen aus, welche einer Krystallaxe parallel laufen. Im konvergenten Lichte erhält man in Schnitten senkrecht zu einer Bisektrix ein dunkles Kreuz, dessen Arme das Gesichtsfeld symmetrisch halbieren, sobald die Ebene der optischen Axen mit einem Nicolhauptschnitt zusammenfällt. Bei einer Drehung des Schliffs in seiner Ebene öffnet sich das Kreuz in Hyperbeln, deren Pole ihren Maximalabstand nach einer Drehung von 45° erreichen. Dieser Abstand ist ein Maß für den Winkel der optischen Axen. Das Interferenzbild ist disymmetrisch und die Farbenverteilung gibt Aufschluß über die Art der Dispersion, $\varrho < v$ oder $\varrho > v$. Wie viel von dem Interferenzbild sichtbar sei, hängt ab von dem Winkel 2E oder 2H, je nachdem man in Luft oder Öl beobachtet. — Bei Schnitten, welche schief gegen eine optische Axe liegen, geht der Axenbalken, sobald er die gestreckte Lage erreicht, verlängert durch den Austrittspunkt der zweiten Axe. — Erblickt man das Interferenzbild um eine Bisektrix nicht im Zentrum des Gesichtsfeldes, so liegt der Schnitt parallel einer Axe, wenn einer der Balken bei Kreuzstellung das Gesichtsfeld symmetrisch halbiert. Ist dieses nicht der Fall, so liegt der Schnitt endlich zu allen drei Axen.

Wenn rhombische Mineralien überhaupt Pleochroismus wahrnehmen lassen, so sind alle Durchschnitte dichroitisch, welche nicht senkrecht zu einer optischen Axe geführt wurden. Die Maxima der Farbenverschiedenheiten liegen um 90° auseinander und fallen zusammen mit den beiden Dunkelstellungen des Schnitts zwischen gekreuzten Nicols.

## Brookit.

Chem.: $TiO_2$, mit einem kleinen Gehalt an $Fe_2O_3$.

a : b : c = 0.84158 : 1 : 0.94439.

Morph.: m = ∞P (110), a = ∞P$\bar{\infty}$ (100), b = ∞P$\breve{\infty}$ (010), l = ∞P$\breve{2}$ (210), t = 2P$\breve{\infty}$ (021), e = P$\breve{2}$ (122), x = $\frac{1}{2}$P$\breve{\infty}$ (102), c = oP (001) und andere Formen. — Habitus vorwiegend tafelförmig nach a (100), welche Fläche fast immer deutlich vertikal gestreift ist, auch nadelförmig durch gleichmäßige Ausbildung von a (100) und b (010), gelegentlich stark verzerrt durch Überwuchern eines Paares von Prismenflächen, oder von x (102). Fig. 33 gibt das Bild mikroskopischer Brookite. — Stets idiomorph in mehr oder weniger vollkommener Weise. — Der Arkansittypus scheint mikroskopisch noch nicht beobachtet zu sein.

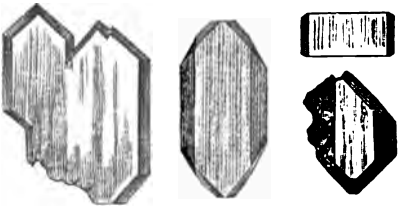


Fig. 33.

$110 : 1\bar{1}0 = 80^\circ\ 10'$ $\quad 122 : \bar{1}22 = 44^\circ\ 23'$
$021 : 0\bar{2}1 = 124^\circ\ 12'$ $\quad 122 : 1\bar{2}2 = 78^\circ\ 57'$
$102 : \bar{1}02 = 58^\circ\ 35'.5$

Koh.: Die Spaltbarkeit nach b (010) tritt mikroskopisch, wohl infolge der Kleinheit der Individuen, nicht immer in die Erscheinung. — H. = 5.5—6. — Sp. G. = 3.87—4.01, steigt durch Glühen auf dasjenige des Rutils.

Opt.: Etwas metallischer Diamantglanz. Farbe fuchsrot, bis gelblich und bräunlich, in dickeren Tafeln aschgrau bis eisenschwarz. Im durchfallenden Lichte gelblich, rötlich, bräunlich bis fast farblos bei hinreichender Dünne, selten bläulich bis grünlichblau.

$\alpha_{li} = 2.5408$ $\beta_{li} = 2.5418$ $\gamma_{li} = 2.6444$ E. A. Wülfing für Brookit von
$\alpha_{na} = 2.5832$ $\beta_{na} = 2.5856$ $\gamma_{na} = 2.7414$ Tremadoc. [1]
$\alpha_{tl} = 2.6265$

$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.1582$ $(\gamma-\beta)_{na} = 0.1558$ $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0024$
$2V_\rho = 23^\circ\ 14'$ $\quad aV_{na} = 17^\circ\ 7'$

Doppelbrechung für alle Farben positiv und spitze Bisektrix a = c. Ebene der optischen Axen ist (001) für rote und gelbe Strahlen, also c = b, (010) für stärker brechbare Strahlen also c = a (Fig. 34). Bei dickeren Blättchen erscheinen in weißem konvergentem Lichte auf Blättchen nach (100) vier hyperbolische Streifensysteme, in homogenem konvergentem Lichte die normale Interferenzfigur zweiaxiger Krystalle. In sehr dünnen Blättchen nach (100) ist wegen des sehr geringen Wertes für $\beta-\alpha$ die Erscheinung wenig deutlich.

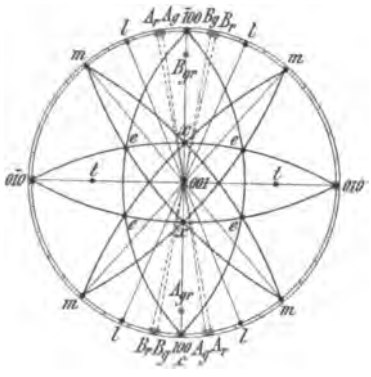


Fig. 34.
$r$ = rot, $g$ = gelb, $gr$ = grün.

Reakt. wie bei Rutil.

Diagn.: Die sehr starke Doppelbrechung und Lichtbrechung schützt vor der Verwechslung mit allen anderen gesteinsbildenden Mineralien, abgesehen von Cassiterit und Rutil; von diesen unterscheidet ihn die Tafelform und bei den nadelförmigen Individuen sehr deutlich die sehr verschiedenstarke Doppelbrechung je nachdem man durch (100) oder (010) sieht.

Vork. In frischen Eruptivgesteinen und krystallinen Schiefern ist der Brookit bisher nicht beobachtet; oft in unfrischen und dann meistens in solchen Beziehungen zum zersetzten Glimmer, daß man an eine Entstehung aus dem Ti-Gehalt desselben denken muß. So beschrieb ihn H. Thürach (1), dem die Figur 33 entnommen ist, im zersetzten Granit von Steinbach bei Fürth im Odenwald, Windeck bei Weinheim a. d. Bergstraße, Burgfels bei Wittichen und aus der Gegend von Rippoldsau im Schwarzwald, Fuchsberg bei Striegau in Schlesien, aus Gneißen gegenüber der Kirche von Rippoldsau, aus

[1]) Zepharovisch und Lippich fanden nach E. S. Dana System of Mineralogy 1892. 243. $2E_{li} = 55^\circ\ 2'$, $2E_{na} = 30^\circ\ 16'$, $2E_{tl} = 33^\circ\ 48'$, 2E für gelblichgrün = $0^\circ$.

Quarzporphyr von Sailauf bei Aschaffenburg, ferner (2) aus dem Biotit einer Ausscheidung im Staurolithgneiß am Kest bei Schöllkrippen in Spessart und aus dem Glimmer der körnigen Kalke von Harmersbach im Schwarzwald. A. Lacroix (3) fand ihn im Glimmer der körnigen Kalke von Ville-ès-Martin bei St. Nazaire, Loire-Inférieure, des Glimmerporphyrits von Ponchon bei Cercié, Rhône, und des Granits von Lacourt, Ariège. — Ebenso entdeckte ihn H. Thürach (1) in vielen Sedimenten (Kohlesandstein von Skalitz in Mähren, Zechsteindolomit von Görisseifen in Schlesien, Triasdolomit von Fally in Wallis, Keupersandstein von Burgpreppach in Unterfranken, Doleritschutt vom Hopfenberg bei Schwarzenfels in der Rhön). — Cayeux (4) beobachtete ihn in der nordfranzösischen Kreide. An allen Orten wird er bald von Anatas, bald von Rutil, seltener von beiden zugleich begleitet. — A. Müller (5) fand ihn als Neubildung aus Titanit im Hangenden des körnigen Kalkes von St. Philippe bei Markirch in den Vogesen.

Künstliche Darstellung. A. Daubrée (6) erhielt Brookit, als er in rotglühenden Röhren Wasserdämpfe und solche von Titanchlorid aufeinander wirken ließ und als er bei derselben Temperatur Titanchlorid über Ätzkalk leitete. — Nach denselben und analogen Methoden gewann ihn Hautefeuille (7), welcher beobachtete, daß sich Rutil, Anatas und Brookit durch dieselben Prozesse, aber bei verschiedenen Temperaturen gewinnen lassen. Der Brookit bedarf einer niedrigeren Temperatur, als der Rutil.

Literatur. (1) Verhdl. d. physik.-med. Ges. Würzburg 1884. N. F. **18**. 273. — (2) Mitt. Bad. geol. Landesanstalt **3**. 1895. 358. — (3) Bull. Soc. min. Fr. **14**. 1891. 192. — (4) C. R. **12**. 1891. 969. — (5) N. J. 1885. 820. — (6) C. R. **29**. 1849. 227 und **39**. 1854. 13. — (7) C. R. **62**. 1864. 148.

## Pseudobrookit.

Chemische Zusammensetzung nicht feststehend,[1]) wesentlich $Fe_2O_3$ und $TiO_2$.

a : b : c = 0.981 : 1 : 1.108.[1])

Morph.: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), m = $\infty P\bar{2}$ (210), e = $\frac{1}{3}P\bar{\infty}$ (103), d = $P\bar{\infty}$ (101), h = $\infty P$ (110), b = $\infty P\bar{\infty}$ (010) und andere Formen. Habitus tafelförmig nach a (100) meistens mit vertikaler Streifung auf a, h und m. — Immer idiomorph, wenn auch die höchstens 2 mm Größe er-

[1]) Nach einer Analyse von A. Koch (1) ist $TiO_2$ = 52.74, $Fe_2O_3$ = 42.29 mit etwas $Al_2O_3$, der Rest CaO und MgO bei dem Ps. von Aranyer Berg; das Material wohl etwas verunreinigt durch Szaboit. — Nach G. Lattermann (2) hat der Ps. vom Katzenbuckel im Mittel aus zwei gut stimmenden Analysen $TiO_2$ = 46.79, $Fe_2O_3$ = 48.64, MgO = 4.53, woraus sich die Formel $(TiO_2)_{18}(FeO)_3\overset{III}{Fe}_6Mg$ ableitet. — A. Cederström (3) fand bei Pseud. aus Kjerulfin von Havredal $TiO_4$ = 44.26, $Fe_2O_3$ = 56.42, also $(TiO_4)_3\overset{III}{Fe}_4$ oder $(TiO_2)_2(FeO)_3Fe$. — Dieselbe Zusammensetzung, aber mit einer Spur MgO, ergab die Analyse des Ps. vom Aranyer Berge H. Traube (4). — Br. Doss (5) berechnet aus seiner Analyse eines künstlichen Ps. aus Chamottesteinen von Sulfatöfen der Sodafabrik Hermania in Schönebeck a. d. Elbe die Formel $Fe_2TiO_5$, welche er im Hinblick auf eine Ähnlichkeit des Axenverhältnisses des Ps. mit dem des Andalusits $TiO_4(FeO)\overset{III}{Fe}$ schreibt. — Eine Analyse von Frenzel (6) gibt für den Aranyer Ps. $TiO_2$ = 41.27, $Fe_2O_3$ = 54.24, MgO = 2.09, $SiO_2$ = 1.66 und bestätigt die Auffassung von Cederström, indem er MgO und $SiO_2$ als Verunreinigung betrachtet.

[2]) Berechnet aus den Mittelwerten der besten Messungen der verschiedenen Autoren für a : m = 100 : 210 = 26° 8′, e : e = 103 : $\bar{1}03$ = 41° 16′.

reichenden Täfelchen nicht immer allseitig von ebenen Flächen begrenzt sind.

100 : 103 = 69° 22′ 100 : 101 = 41° 31′.

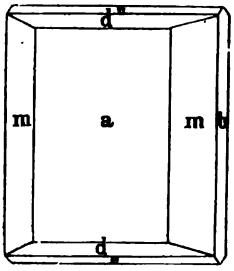


Fig. 35.

Koh.: Spaltbarkeit nach b (010) deutlich. A. E. Törnebohm (7) glaubte auch eine solche nach einem Brachydoma zu beobachten, dessen Tracen auf a sich ungefähr unter 60° kreuzten. Spaltung nach $\frac{1}{2}P\infty$ (032) würde den Winkel 62° 4′ geben. — H. = 6. — Sp. G. = 4.39 nach Cederström, 4.98 nach A. Koch.

Opt.: Metallischer Diamantglanz, schwarz bis dunkelbraun, nur in dünnsten Täfelchen bräunlich oder rubinrot durchscheinend. Sehr stark licht- und doppelbrechend mit positivem Charakter. Ebene der optischen Axen ist (001). — a = c, b = a, c = b. — $2Ha = 84° 30'$ ungefähr mit $v > \varrho$ nach G. Lattermann (2). — Pleochroismus schwach; die nach c schwingenden Strahlen werden am stärksten absorbiert.

Reakt.: V. d. L. schwer schmelzbar, gibt mit Borax die Eisen-, mit Phosphorsalz die Titanreaktion. — Wird von Säuren nur sehr schwer angegriffen; kochende Schwefelsäure löst den Ps. unter Ausscheidung eines grünlich weißen, krystallinen Pulvers, welches Schwefelsäure, Eisen und Titan enthält und in Salzsäure gelöst wird (G. Lattermann). — Verdünnte Flußsäure löst den Ps. vollständig bei längerer Behandlung (Doss).

Diagn.: Einer Verwechslung der Pseudobrookittäfelchen mit denen des Brookits beugt die schwache Doppelbrechung dieser vor.

Vork. Der Pseudobrookit wurde von A. Koch (1) auf Klüften und Höhlungen des Andesits vom Aranyer Berg in Siebenbürgen entdeckt in Begleitung von Szaboit und Tridymit. Nach H. Traube (4) steht er hier in Beziehungen zu Einschlüssen eines stark veränderten schiefrigen Gesteins und erscheint im Kontakt dieser mit dem Andesit in Begleitung von Szaboit, Tridymit, braunrotem Granat und Augit. Bei stärkster Veränderung besteht das schiefrige Gestein wesentlich aus lagenförmig wechselndem Epidot und Eisenglanz; im Eisenglanz findet sich dann nesterweise Pseudobrookit, im Epidot der Szaboit. — O. Mügge (8) fand ihn in domitartigen Alkalitrachyten von Fayal und S. Miguel, A. E. Törnebohm (7) in einem Augitandesit der Behringsinseln, G. Lattermann (2) in einer abnormen gelben Abart des Katzenbuckler Nephelinbasalts aus dem Eisenerz hervorgegangen und von einem gelben Augit begleitet, H. Thürach (9) im Basaltschutt vom Kreuzberg, sowie im Basalttuff und einem Phonolithschutt vom Käuling in der Rhön. Sehr reichlich tritt er in einem Amphibolandesit von Miravalles, Costarica, auf. — Eigenartig ist das von Lewis (10) beobachtete Vorkommen im Apatit von Jumilla und das von Brögger und Cederström (3) beschriebene analoge Auftreten in recht großen Krystallen im Kjerulfin von Havredal.

Literatur. (1) T. M. P. M. **1**. 1878. 344. — (2) T. M. P. M. **9**. 1888. 47. — (3) Z. X. **17**. 1889. 133. — (4) Z. X. **20**. 1892. 327. — (5) Z. X. **20**. 1892. 566. — (6) T. M. P. M. **14**. 1894. 126. — (7) Vega-Expeditionens vetenskapliga Jakttagelser. Stockholm. **4**. 1884. 136. — (8) N. J. 1883. II. 196. — (9) Verhdl. d. physik.-med. Ges. Würzburg. N. F. **18**. 273. — (10) Z. X. **7**. 1883. 181.

## Goethit.

Chem.: FeO . OH, öfter Mn-haltig.

a : b : c = 0.9185 : 1 : 0.6068.

Morph.: m = ∞P (110), d = ∞P$\bar{2}$ (210), b = ∞P$\bar{\infty}$ (010), e = P$\bar{\infty}$ (011), p = P (111), a = ∞P$\bar{\infty}$ (100). — Nadeln, Blättchen nach b (010). Pseudomorphosen nach Pyrit. 110 : 1$\bar{1}$0 = 85° 8′. — 011 : 0$\bar{1}$1 = 62° 30′.

Koh.: Vollkommen spaltbar nach b (010), wenig deutlich nach a (100). — H. = 5—5.5. — Sp. G. = 4.37.

Opt.: Diamantglanz ins Metallische. Gelblich, rötlich, braunrot bis rubinrot. Brechungsvermögen hoch, nach A. Pelikan (1) $\beta = 2.5$ etwa. Doppelbrechung gleichfalls hoch, mit negativem Charakter für alle Farben. Für Rot ist a = b, c = c, b = a, für Grün a = c, c = b, b = a; die Axenebenen für Rot und Grün stehen also senkrecht zueinander, wie bei Brookit. Die Axenebene für Gelb fällt bei Goethit mit der für Grün, bei Brookit mit der für Rot zusammen. $2E_{rot} = 58° 31'$, $2E_{gelb} = 67° 42'$. — Die nach c schwingenden Strahlen haben leicht orangegelbe, die nach b schwingenden gelbbraune, die nach a schwingenden hellbraune Farbe nach A. Pelikan (1), dem alle Angaben über das optische Verhalten des Goethits von Cornwall entnommen sind.

Reakt.: Gibt Wasser im Kölbchen und geht in $Fe_2O_3$ über. Wird von Säuren gelöst.

Vork. Wird vielfach als färbender oder einen aventurisierenden Schiller hervorrufender Einschluß in Feldspat, Quarz u. a. Mineralien angegeben.

Literatur. (1) T. M. P. M. 14. 1895. 1.

## Diaspor.

Chem.: AlO . OH.

a : b : c = 0.9372 : 1 : 0.6039.

Morph.: b = ∞P$\bar{\infty}$ (010), h = ∞P$\bar{2}$ (210), m = ∞P (110), e = P$\bar{\infty}$ (011), s = P$\bar{2}$ (212) u. a. Pyramiden. Selten nach b (010) tafelförmige oder prismatische Krystalle. Gewöhnlich mikroskopische, nach (010) scheibenförmige, seltener stenglige Individuen, deren Längsrichtung der vertikalen Axe entspricht. — 010 : 110 = 46° 51′, 010 : 210 = 25° 6.5′, 011 : 0$\bar{1}$1 = 62° 15′.

Koh.: Die vollkommene Spaltung nach ∞P$\bar{\infty}$ (010) tritt deutlich hervor; solche nach ∞P$\bar{2}$ (210) wird angegeben. — H. = 6—6.5. — Sp. G. = 3.3—3.5.

Opt.: Glasglanz, auf (010) ins Perlmutterartige. Farblos, weiß, grau, grünlich, bräunlich im auffallenden, farblos bis bräunlich im durchfallenden Lichte. Starke Licht- und Doppelbrechung mit positivem Charakter. — a = c, b = b, c = a. Nach A. Des Cloizeaux (1) $\beta_\varrho = 1.719$, $\beta_\gamma = 1.722$, $\beta_v = 1.729$. — $2V_\varrho = 84° 8'$, $2V_\gamma = 84° 20'$, $2V_v = 85° 8'$. — A. Michel-Lévy und A. Lacroix (2) bestimmten am Diaspor von Schemnitz $\alpha = 1.702$, $\beta = 1.722$, $\gamma = 1.750$, $2V = 84°—85°$. Danach

$\gamma - \alpha = 0.048$, $\gamma - \beta = 0.028$, $\beta - \alpha = 0.028$. — Pleochroismus im Dünnschliffe nicht wahrnehmbar, selbst in dickeren Blättchen nur schwach.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar und heftig dekrepitierend; mit Kobaltsolution geglüht wird Diaspor tiefblau. Das Wasser entweicht erst bei sehr hoher Temperatur. Wird von Säuren nicht angegriffen.

Diagn.: Von Sillimanit unterscheidet ihn der optisch-negative Charakter der vertikalen Axe, die bei Diaspor stumpfe, bei Sillimanit spitze Bisektrix ist und der fast doppelt so große Winkel der optischen Axen, von Andalusit die bedeutend stärkere Doppelbrechung und deren Charakter.

Vork. Der Diaspor wurde zuerst von Th. Scheerer in den Spreusteinen der südnorwegischen Eläolithsyenite, dann auch von C. von Eckenbrecher und W. C. Brögger nachgewiesen. — Dem Smirgel ist er auf Naxos in kleinen Mengen beigemischt, ebenso in Chester, Mass. — Den Korund begleitet er im Dolomit von Campolungo im Tessin. Ch. W. Cross (3) entdeckte ihn in solfatarisch zersetzten Trachyten (Alaunsteinen) vom Mount Robinson in den Rosita Hills, Colorado, z. T. auch in Krystallen, die W. H. Melville (4) beschrieb. — A. Lacroix (5) fand ihn in Gneiß- oder Granitauswürflingen im Basalttuff von Bournac, Haute-Loire, mit Rutil und Granat. Der Feldspat dieser Auswürflinge zeigte deutlich die Wirkung hoher Temperatur in dem Winkel $2E_a$ fast $= 0°$, der Diaspor war pleochroitisch mit c = blau, a = b = farblos.

Literatur. (1) Nouv. Rech. Paris 1867. 55. — (2) Min. des roches. Paris 1888. 178. — (3) Amer. Journ. **41**. 1891. 469. — (4) Amer. Journ. **41**. 1891. 475. — (5) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 7.

## Aragonit.

Chem.: $CaCO_3$.

a : b : c = 0.62244 : 1 : 0.72056. — $110 : 1\bar{1}0 = 63° 48'$; $011 : 0\bar{1}1 = 71° 33'$.

Morph.: m = ∞P (110), b = ∞P∞ (010), k = P∞ (011), p = P (111), i = 2P∞ (021), c = oP (001), s = 2P$\breve{2}$ (121) und andere Formen. — Wiederholungs- und Wendezwillinge nach m (110). — Stenglige Aggregate mit paralleler, büschelförmiger oder radialer Anordnung der Individuen. Selten derbe; körnige Massen. — Krystalle finden sich nur aufgewachsen in Drusen und auf Klüften, oder eingewachsen in basaltischen Tuffen.

Koh.: Spaltbarkeit nach b (010) mikroskopisch nicht erkennbar. Bruch flachmuschlig. — H. = 3.5—4. — Sp. G. = 2.93—2.95.

Opt.: Glasglanz. Farblos, weiß, gelblich. Wasserhell durchsichtig. — a = b, b = c, c = a. Starke negative Doppelbrechung. Nach Rudberg (1) sind die Hauptbrechungsexponenten und nach G. Kirchhoff (2) der Axenwinkel

$\alpha_{na} = 1.5301$ $\beta_{na} = 1.6816$ $\gamma_{na} = 1.6859$ $2E_{na} = 30° 54$ $2V_{na} = 18° 11'$
$(\gamma - \alpha)_{na} = 0.1558$ $(\gamma - \beta)_{na} = 0.0043$ $(\beta - \alpha)_{na} = 0.1515$.

G. Melczer (9) fand am Aragonit von Herrengrund in Ungarn

$\alpha_C = 1.5275$ $\beta_C = 1.6765$ $\gamma_C = 1.6807$
$\alpha_D = 1.5295$ $\beta_D = 1.6805$ $\gamma_D = 1.6848$
$\alpha_F = 1.5340$ $\beta_F = 1.6894$ $\gamma_F = 1.6941$.

Dispersion schwach $\varrho < v$. — Pleochroismus nicht wahrnehmbar.

Reakt.: Chemische Reaktionen siehe Calcit S. 100, von welchem ihn das sp. G., die Meigensche Reaktion mit Kobaltsolution, der Mangel einer guten Spaltbarkeit unschwer unterscheiden. Das zweiaxige Interferenzbild erscheint in den schwach doppelbrechenden Querschnitten.

Vork. Der Aragonit ist nicht eigentlich gesteinsbildend, sondern erscheint als Zersetzungsprodukt in den basischen Ergußgesteinen. Über künstliche Darstellung vgl. Calcit S. 101.

A. Lacroix (3) fand, daß die konzentrisch-schaligen Erbsensteine von Karlsbad in Böhmen und von Hammam-Meskutin bei Constantine in Algier nicht aus Aragonit, wie angenommen war, bestehen, sondern aus einer Modifikation des Calciumkarbonates, welche sich durch niedrigeres sp. G. = 2.58—2.70, durch weit schwächere Doppelbrechung = 0.020 etwa und positiven Charakter der Doppelbrechung unterscheidet. Die konzentrisch-schaligen Massen geben im Dünnschliff das Interferenzkreuz solcher parallel den Nicolhauptschnitten, also radial zu den Kugelschalen. Einheitlich auslöschende Teilchen waren positiv einaxig, doch fand sich in den algerischen Pisolithen auch Zweiaxigkeit mit 2E bis zu 50° vor. Erhitzt bis zu beginnender Rotglut dekrepitieren diese Pisolithe mit großer Heftigkeit und werden bei längerem Erhitzen ganz in Calcit umgewandelt. Mit Beziehung auf dieses Dekrepitieren nannte er die Substanz Ktypeit. Durchschlagene und dann langsam erwärmte Kugeln dekrepitieren nicht und erweisen sich nach der Umwandlung bei erhaltener Schalenstruktur als ein fein krystallines Calcitaggregat. — Den optisch positiven Charakter der Karlsbader Pisolithe hatte H. Cl. Sorby (4) bereits 1879 erkannt und durch Aufbau der Erbsen aus tangential gelagerten Aragonitprismen erklärt. A. Lacroix will nicht entscheiden, ob die Doppelbrechung des Ktypeits ein Spannungsphänomen infolge des schaligen Baus oder normale Doppelbrechung sei, was mit Hinblick auf das von ihm angegebene Verhalten der einheitlichen Teilchen doch wohl anzunehmen ist. Er deutet die Möglichkeit an, daß der Pisolith von Vichy, der dem Karlsbader Pisolith zum Verwechseln ähnlich, aber fasriger Aragonit ist, ursprünglich aus Ktypeit bestanden habe. — Zu der Ktypeitfrage sei mitgeteilt, daß unter den rezenten Oolithen das von den Korallenriffen von Bahama (von G. W. Hawes erhalten), von Ain Musa und vom Meeresstrand bei Suez, vom Wadi Deheese am Sinai und von Key West, Florida (von Herrn Prof. Joh. Walther mitgeteilt) bei deutlich schaligem Bau trotz ihrer zumal in den Zentren geringen Durchsichtigkeit und braunen Färbung deutlich die optischen Eigenschaften des Ktypeits,[1]) die für ein Ca-Karbonat sehr geringe Doppelbrechung und den positiven Charakter derselben zeigen. Auch im Hauptoolith mehrerer Fundorte kommen noch Reste von Ktypeit vor. Daß der Ktypeit einaxig sei, erscheint wenig wahrscheinlich, weil es bisher nicht gelang, das Websky-Bertrandsche Kreuz daran zu beobachten, welches Calcit-Oolithe z. T. sehr schön zeigen. Von Wichtigkeit wäre eine chemische Prüfung auf die Anwesenheit eines Alkali- und Wassergehaltes an geeignetem Ktypeitmaterial, welches mir nicht zur Verfügung stand, und die Vergleichung mit den mikrolithischen Calcitgebilden im Tiefseeschlamm. — H. Vater (5) stellte ein künstliches Calciumkarbonat mit dem sp. G. = 2.54 in strahligen Büscheln von optisch-negativem Charakter dar.

Agnes Kelly (6) nannte Conchit das bisher für Aragonit gehaltene Calciumkarbonat der Muschelschalen und glaubte dieses auch künstlich dargestellt und im Karlsbader Erbsenstein, soweit dieser nicht aus Ktypeit besteht, erkannt zu haben. H. Vater (7) und R. Brauns (8) identifizierten den Conchit mit Aragonit.

Literatur. (1) Pogg. Ann. **17**. 1829. 7. — (2) Pogg. Ann. **58**. 1859. 567. — (3) C. R. **126**. 1898. 602. — (4) Q. J. G. S. **35**. 1879. 56. — (5) Z. X. **35**. 1901. 158. — (6) S. M. A. **30**. 1900. 187 und Jenaische Zeitschr. f. Naturw. **35**. 1901. 429. — (7) Z. X. **35**. 1901. 166. — (8) N. J. Centralblatt 1901. 134. — (9) Z. X. **38**. 1903. 262.

[1]) Vgl. hierzu die entgegenstehenden Angaben von G. Linck (N. J. B. B. **16**. 495. 1903).

## Hydromagnesit.

Chem.: $(MgCO_3)_3Mg(OH)_2 + 3$ aq.

a : b : c = 0.9634 : 1 : 0.4828 nach Dana, umgerechnet unter Vertauschung der horizontalen Axen.

Morph.: Dünne Nädelchen, entsprechend dem Prisma mit $110 : 1\bar{1}0 = 87^0\ 52'$ in parallelen, büscheligen, kugeligen und auf Klüften flach scheibenförmigen Aggregaten. Mehlige Überzüge, erdige Massen. Mikroskopisch die Faserstruktur fast immer deutlich.

Koh.: Spaltbarkeit nicht erkennbar. — H. = 3.5 an Krystallen. — Sp. G. = 2.145—2.18.

Opt.: Farblos im durchfallenden, weiß bis grau- und gelblichweiß im auffallenden Lichte. Seidenglanz in fasrigen Aggregaten, sonst matt. Schwache Lichtbrechung, sehr schwache Doppelbrechung. Der Brechungsexponent liegt zwischen dem des Canadabalsams 1.545 und $\omega$ des Calcits 1.658. In der Faseraxe liegt die Richtung der mittleren Elastizität. Daher werden die oft um die Vertikalaxe etwas tordierten Nädelchen bei Einschaltung eines Gipsblättchens mit Rot I. Ordnung oft am einen Ende blau, am anderen gelb.

Reakt.: Gibt im Kölbchen beim Erhitzen Wasser und Kohlensäure ab. V. d. L. nicht schmelzend. In kalter Salzsäure langsam unter anfänglicher Effervescenz löslich. — Hinterläßt oft einen $SiO_2$-haltigen Rückstand, der wohl Serpentin ist. Geglühter Hydromagnesit schlägt aus einer $AgNO_3$-Lösung rasch braunes, in größerer Menge schwarzes AgO nieder, ebenso wie geglühter Brucit.

Vork. Hydromagnesit ist ein nicht seltenes Umwandlungsprodukt in Serpentin und serpentinisierenden Olivingesteinen. G. Tschermak (1) beschrieb ihn von Kraubat in Steiermark, Ottokar Leneček (2) als Umwandlungsprodukt von Periklas in körnigen Kalken von Predazzo. Er wird gern begleitet von Brucit. Am Kaiserstuhl tritt er derbe in Klüften der tephritischen Ergußgesteine auf. — Dem Hydromagnesit nahe verwandt ist der Artinit Brugnatellis (3).

Literatur. (1) T. M. M. 1871. 113. — (2) T. M. P. M. 12. 1892. 428. — (3) N. J. Centralbl. 1903. 444 und 663.

## Anhydrit.

Chem.: $CaSO_4$.

a : b : c = 0.8933 : 1 : 1.0008.

Morph.: $r = P\bar{\infty}$ (101), $s = P\infty$ (011). — Körnige bis dichte, seltener fasrige bis stenglige Aggregate. In den meistens recht isometrischen Körnern bisweilen Zwillingslamellen diagonal gegen zwei Spaltbarkeiten; wohl eine Druckerscheinung, welche O. Mügge (1) künstlich durch Erhitzen nachahmen konnte.

Koh.: Spaltung nach Basis (perlmutterglänzend) und Längsfläche (glasglänzend) auch mikroskopisch sehr deutlich, weniger die nach der Querfläche. — Bruch uneben. — H. = 3—3.5. — Sp. G. = 2.9—3.0.

Opt.: Glasglanz. Weiß, rötlich, grau; farblos durchsichtig. — Niedrige Licht-, hohe positive Doppelbrechung. Die Axenebene liegt im glasglänzenden Bruch, die spitze positive Bisektrix steht senkrecht auf dem fettglänzenden Bruch nach (100). a = c, b = b, c = a. Es ist am Anhydrit von

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Hallein | $\alpha_{na} = 1.5696$ | $\beta_{na} = 1.5755$ | $\gamma_{na} = 1.6136$ | Danker (2) |
| Staßfurt | 1.5693 | 1.5752 | 1.6130 | Mühlheims (3) |
| Berchtesgaden | 1.5700 | 1.5757 | 1.6138 | Zimanyi (4) |

$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0447, (\gamma-\beta)_{na} = 0.0389, (\beta-\alpha)_{na} = 0.0057$ im Mittel

$2E_{li} = 70^\circ 53'$ $2E_{na} = 71^\circ 39'$ $2E_{tl} = 72^\circ 6'$ Zimanyi (4)

Reakt.: V. d. L. unschwer schmelzbar; mit Flußspat gemischt zu klarer Perle schmelzbar, welche beim Erkalten emailweiß wird. — Mit Soda auf Kohle behandelt, gibt er die Heparreaktion. In HCl langsam löslich.

Diagn.: Vom Gips unterscheidet ihn die Spaltung und die weit stärkere Doppelbrechung, sowie das Krystallsystem.

Vork. Anhydrit bildet für sich allein das Anhydritgestein, welches von Fr. Hammerschmidt (5) mikroskopisch untersucht wurde. Akzessorisch im Steinsalz, Salzton, Gips und in den Mergeln der Formationen, die Steinsalz-, Gips- oder Anhydritlager führen, dann gern assoziert mit Dolomit. — Zusammen mit Quarz und erfüllt mit Einschlüssen von Wasser und liquider Kohlensäure beobachtete ihn G. Spezia (4) im Simplontunnel zwischen 4492 m und 4520 m vom Mundloch bei Iselle.

Künstliche Darstellung. F. Hoppe-Seyler (6) stellte ihn bei 140° im zugeschmolzenen Glasrohr aus konzentrierten Lösungen von Kochsalz und Chlorcalcium dar, Struve (7) aus konzentrierter Schwefelsäure. — R. Brauns (8) erhielt Anhydrit durch Diffusion von Bittersalz- und Chlorcalciumlösung in eine gesättigte Lösung von Chlorkalium und Clornatrium. — Die erschöpfende Erklärung der natürlichen Anhydritbildung gab J. H. van't Hoff (9).

Literatur. (1) N. J. 1883. II. 258. — (2) N. J. B. B. **4**. 1886. 274. — (3) Z. X. **14**. 1888. 202. — (4) Z. X. **22**. 1894. 341. — (5) T. M. P. M. **5**. 1882. 245. — (6) Ann. Chem. Pharm. **82**. 348 und **129**. 350. — (7) Zeitschrf. f. Chem. 1869. 324. — (8) N. J. 1894. II. 257. — (9) S. B. A. **47**. 1901. 1140. — (10) Atti R. Accad. Torino. **39**. 1904. 24. Febr.

## Andalusit.

Chem.: $Al_2SiO_5$, öfter mit einem geringen Eisengehalt.

a : b : c = 0.9861 : 1 : 0.7025.

Morph.: m = ∞P (110), c = oP (001), s = P∞ (011), r = P∞ (101), selten auch a = ∞P∞ (100), o = P (111), z = $2P\bar{2}$ (121) und andere Formen. — Habitus stets prismatisch mit m und c; s und r fehlend oder klein. — Stenglige Aggregate, wohl auch büschelförmig geordnet. Körner. — Derbe in Körnern, Linsen und Knauern, die aber fast stets einheitliche Individuen sind.

$110 : 1\bar{1}0 = 89^\circ 12'$ $001 : 011 = 35^\circ 5'$ $001 : 101 = 35^\circ 28'$.

Koh.: Spaltung nach m (100) auch mikroskopisch sehr deutlich. a (100) ist eine Gleitfläche. — Bruch uneben. — H. = 7.5. — Sp. G. = 3.10—3.20.

Opt.: Schwacher Glasglanz. Weiß, grau, oft rötlich, bräunlich, graugrün, rötlich violett. Farblos durchsichtig, auch wohl blaßrötlich. — Lichtbrechung kräftig, negative Doppelbrechung schwach. — a = c, b = b, c = a (Fig. 36). Am brasilianischen Andalusit maß A. Des Cloizeaux (1).

$\alpha_\varrho = 1.632 \quad \beta_\varrho = 1.638 \quad \gamma_\varrho = 1.643$, $2V = 83°—85°$

$\gamma—\alpha = 0.011, \quad \gamma—\beta = 0.005, \quad \beta—\alpha = 0.006.$

$2V = 84°—85°$ direkt an einer kleinen Kugel, und $2V_\varrho = 83° 37'$ in Öl gemessen nach demselben und nach Em. Bertrand (26).

Pleochroismus an dickeren Platten nach W. Haidinger (2) a = c olivengrün, b = b ölgrün, c = a dunkelblutrot, im Dünnschliff c und b farblos mit schwachem Stich ins Grünliche, a rosarot. Oft ist der Pleochroismus nur fleckenweise in den Krystallen wahrnehmbar, vielen Vorkommnissen fehlt er ganz. — Absorption a > b > c. — Bei den pleochroitischen Krystallen zeigen die Schnitte nach einem Doma (hol)

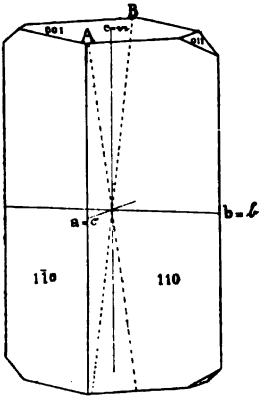
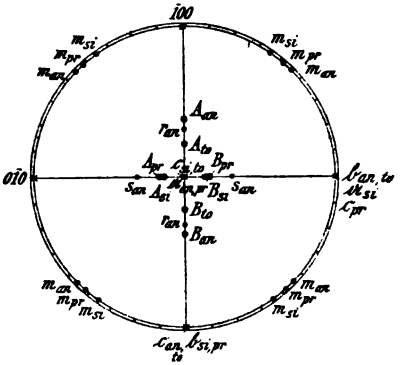



Fig. 36.




*an* = Andalusit, *si* = Sillimanit,
*to* = Topas, *pr* = Prismatin.

Fig. 37.

senkrecht zu einer optischen Axe sehr deutlich rosarote Polarisationsbüschel auf grünlichweißem Grunde.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar. Mit Kobaltsolution geglüht wird der Andalusit schön blau. Wird von Säuren, selbst von Flußsäure nicht angegriffen. — Schm.-P. nach Doelter 1395° (Lisenz).

Diagn.: Der negative Charakter der Prismenaxe, die Spaltung und schwache Doppelbrechung unterscheiden den Andalusit vom Sillimanit, die Spaltung vom Topas, die geringe Doppelbrechung im Längsschnitt und die Zweiaxigkeit in den Querschnitten von den Skapolithen, die Spaltbarkeit und Lage der spitzen Bisektrix vom Zoisit, die Lage der Axenebene und der Axenwinkel von dem Thulit und den rötlichen, Mn-haltigen Epidoten, an welche der Pleochroismus erinnern könnte, die hohe Lichtbrechung vom Orthoklas, vom Prismatin und Kornerupin der große Axenwinkel. Einen Überblick über die optische Orientierung von Andalusit, Sillimanit, Topas und Prismatin gibt Fig. 37.

Vork. Die Dimensionen der Andalusite als Gesteinsgemengteile wechseln von mehreren Zentimetern zu Hundertsteln von Millimetern bei ziemlich konstantem Verhältnis der Länge zur Dicke wie 3 : 1 bis 4 : 1 (Bd. I 2, Taf. III, Fig. 2). — Eine konstante, zur Bestimmung verwendbare Mikrostruktur ist nicht vorhanden. Einschlüsse der begleitenden Mineralien, Quarz, Glimmer und Eisenerze sind nicht selten, Flüssigkeitseinschlüsse im ganzen spärlich, Graphit und kohlige Substanzen sehr verbreitet. Um diese zeigen sich gern pleochroitische Höfe. Sie sind gelb, wenn die Lichtstrahlen den Wirt mit Schwingungen parallel der Vertikalaxe durchlaufen und verschwinden bei einer Drehung des Präparats um 90°. Glühen zerstört sie, so daß sie wohl von äußerst fein verteilten organischen Pigmenten herrühren, denen wohl auch der Pleochroismus des And. zuzuschreiben ist.

Der Andalusit hat seine wahre Heimat in den Kontakthöfen der Al-reichen Tonschiefer und Phyllite an Graniten und anderen Tiefengesteinen, insbesondere in deren inneren Teilen, in den Zonen der Knotenglimmerschiefer und Hornfelse. Solche wurden zuerst von H. Rosenbusch (3) von Barr und Andlau in den Vogesen beschrieben, später von K. Dalmer (4) an den Granitmassiven des Erzgebirges, von H. Pohlig (5) am Granit von Strehla, von F. E. Müller (6) am Hennberge bei Weitisberga, von A. Michel-Levy (7) im zentralen Frankreich bei St. Léon, von Ch. Barrois in der Bretagne, von J. Clifton Ward (8) im Lake Distrikt des nördlichen England, von A. von Lasaulx (9) in Irland und so von zahlreichen anderen Lokalitäten. Hoher Tonerde- und niedriger Kalkgehalt im ursprünglichen Sediment scheinen die Bedingungen für die Bildung des Andalusits zu sein; in quarzitischen und mergeligen Schiefern entwickelt er sich in den Kontaktzonen nicht oder nur sehr spärlich. Dagegen ist ein beträchtlicher Magnesiagehalt kein Hindernis, daher die konstante Begleitung des Andalusits durch chokoladebraunen Biotit und die häufige Assoziation mit Cordierit. Sillimanit kommt in den Andalusithornfelsen nur spärlich vor und fehlt meistens ganz. — Aus Kontaktzonen stammten wohl auch Fragmente von Culmschiefern in den Porphyrtuffen der Gegend von Beaujeu, deren Andalusit nach A. Michel-Levy (10) Sphärolithe von 1—2 mm Durchmesser bildet.

In manchen Gneißen, Glimmerschiefern und Phylliten, also in dynanometamorphen Schiefern ist der Andalusit ebenfalls z. T. in größeren Krystallen, z. T. in rundlichen Körnern, Knauern und Linsen im eigentlichen Gesteinskörper, wie auch besonders in pegmatitischen Massen und in Quarzlinsen dieser Gesteine verbreitet. Hier wird er fast regelmäßig von Disthen und Sillimanit, oft auch von Cordierit, Granat, Korund und Turmalin begleitet. Mit dem Sillimanit ist er dann oft gesetzmäßig verwachsen und zwar so, daß die dem Andalusit eingelagerten Sillimanitsäulchen mit diesem alle Axen parallel haben, so daß auf Querschnitten die Axenebenen beider Mineralien aufeinander senkrecht stehen. Seltener haben beide Mineralien nur die Querfläche (100) gemeinsam und ihre Vertikalaxen stehen anscheinend senkrecht oder auch unter 45° zueinander geneigt. Solche Verwachsungen wurden zuerst von A. Lacroix (11) und A. Michel-Lévy und P. Termier (12) von Ceylon, von Morlaix (Finistère), aus dem Tale von Barousse bei Bagnères de Bigorre und vom Mont Pilat bei St. Etienne, ferner aus Cordieritgneißen der Gegend von Bourg Argental beschrieben. — Aus den Quarzlinsen alpiner Glimmerschiefer und Phyllite besprechen den Andalusit Haefele (13) aus Tirol und A. Grammann (14) aus dem Flüela- und Scaletta-Gebiet in Graubünden. Derartige Andalusite zeigen oft dynamische Phänomene, wobei die zwei Hälften eines Krystalls nach der Querfläche (100) gegeneinander verschoben sind, oft unter Eindringen äußerst dünner Lagen der umgebenden Gesteinsmasse. Wie man sich durch Beobachtung des Axenbildes in Querschnitten überzeugen kann, wirkt niemals die Längsfläche (010) als Gleitfläche. Doch sollen nach Grammann (14) auch die Prismenflächen als Gleitflächen fungieren, die dann stark gerieft und mit Muscovithäutchen überzogen sind. Möglicherweise steht damit eine von Jeremejeff (15) beobachtete Zwillingsbildung nach dem Prisma bei den Andalusiten in glimmerreichen Tonschiefern von Markowa im Nertschinsker Bergrevier in Beziehung. Grammann macht es wahrscheinlich, daß der Disthen derartiger Vorkommnisse erst dynamometamorph aus Andalusit entstanden sei,

während Haefele (13) mit allerdings schwacher Begründung eine ursprüngliche Verwachsung für die von ihm untersuchten Vorkommen annimmt. Grammann beobachtete an dem Graubündener And. einen Aufbau aus einem rotgefärbten Kern und einer farblosen Schale, wobei der rote Kern höhere Lichtbrechung zeigte als die farblose Schale. Durch Glühen geht die rote Farbe in Gelb über und verschwindet ganz beim Erkalten. Die Rotfärbung wird von ihm auf Rutil in unsichtbar feiner Verteilung oder in fester Lösung, etwa wie das färbende Metall in einer Phosphorsalzperle zurückgeführt. — Vereinzelt wird Andalusit in Graniten gefunden, zumal in solchen mit viel Einschlüssen der angrenzenden Sedimente.

Frischer Andalusit ist im ganzen sehr selten; die Verwitterung führt stets zur Bildung von bald großblättrigem, bald äußerst dichtem Muscovit, was sich aus der Vergleichung der Clarkeschen Strukturformel des Andalusits $Al(SiO_4)_2Al_2(AlO)_2$ mit der des Muscovits $Al(SiO_4)_3Al_2.H_2K$ leicht begreift.

Der Chiastolith (Bd. I. 2, Taf. III, Fig. 6) ist durchaus identisch mit dem Andalusit und von diesem nur durch die bekannte regelmäßige Einlagerung von Kohleteilchen unterschieden, die im Andalusit unregelmäßig verteilt sind. So wenig man etwa Granat mit axialer Anordnung der Einschlüsse (Bd. I. 2, Taf. I, Fig. 2) von gewöhnlichem Granat trennt, wäre eine Trennung des Chiastoliths vom Andalusit zu rechtfertigen. Die in der älteren Literatur viel besprochene Mannigfaltigkeit in der Anordnung dieser Kohleteilchen, die früher für Tonschiefersubstanz gehalten wurden, haben F. Zirkel (16) und A. W. Cross (17), besonders aber C. E. M. Rohrbach (18) mikroskopisch beschrieben. Letzterer zeigte, daß die dunklen diagonalen Kreuzungsarme die Spuren der wachsenden Prismenkanten des Krystalls sind, welche am fertigen Krystall öfter gekerbt und gerundet erscheinen; den dunklen Zentralfleck erklärt Fr. Becke (19) als den Anwachskegel der Basis der Krystalle; die Anordnung parallel der prismatischen Spaltbarkeit, die besonders schön federförmig auf Querschnitten hervortritt, beschrieb Rüdemann (20). — Auch die geologische Stellung des Chiastoliths ist dieselbe wie die des Andalusits. Er ist besonders charakteristisch für die sehr kohlereichen und quarzitischen Schiefer in den Kontakthöfen der Granite und läßt sich ebenso wie der Andalusit bis in die Gneißformation hinab verfolgen, wie z. B. im Schwarzwalde nach H. Thürach (21) und H. Rosenbusch (22) in den Graphitoidgneißen, in denen er z. T. in Quarz unter Erhaltung der Struktur umgewandelt ist.

Maltesit nannte J. Sederholm (23) einen Andalusit aus Glimmerschiefer SW von der Stadt Kontiolappälaks in Ruskaala und nördlich der Stadt Kerisyrja in Impilaks, Finland, der chiastolithähnlichen Bau besitzt, dessen Einschlüsse aber nicht Kohleteilchen sind, sondern aus zahlreichen Biotitblättchen und Magnetit bestehen.

---

Manganandalusit mit $SiO_2 = 36.72$, $Al_2O_3 = 56.99$, $Mn_2O_3 = 6.91$, $CaO$ = Spur, $S^a = 100.62$ beschreibt H. Bäckström (24) aus Glimmerquarziten der Gegend von Vestanå im nördlichen Schonen. Spaltung, Härte, Lichtbrechung, Doppelbrechung und optische Orientierung, sowie Verhalten gegen Säure wie bei Andalusit. — Farbe grasgrün, starker Pleochroismus $a = c$ und $b = b$ blaugrün mit Stich ins Grasgrün, $c = a$ intensiv und rein gelb. Absorption $a > b$ und $c$.

---

Ein unbekanntes andalusitähnliches Mineral beschreibt J. Romberg (25) aus einer „gangartigen Bildung in paläozoischem Granit unweit vom Hornfels" von Potrero, nördlich Laguna Blanca, Prov. Catamarca in Argentinien. Schwachglänzend, violett, stenglig-blättrig in inniger Verwachsung mit perlmutterglänzendem hellem Glimmer, etwas dunkelgrünem Turmalin und dunkelblauem Korund. Eine breitere gute und eine weniger gute schmälere Spaltbarkeit, beide parallel der Stengelaxe und zueinander anscheinend senkrecht. Mikroskopisch undeutliche Quergliederung und feine Längsstreifung. Der parallel der Stengelaxe schwingende Strahl ist pfirsichblutrot bis karmesinrot, die

dazu senkrecht schwingenden Strahlen farblos, Brechungsvermögen ziemlich hoch, ebenso die Doppelbrechung mit negativem Charakter, Bisektrizenaustritt auf Schnitten senkrecht zur Stengelaxe, zweiaxig mit vollkommener Symmetrie des Axenbildes. $2E = 67°$ ungefähr, Dispersion stark $\varrho > v$. Axenebene parallel der vollkommeneren Spaltung. Auslöschung stets parallel und senkrecht zur Stengelaxe. Sp. G. = 3.255. Sehr schwer oder nicht aufschließbar mit Flußsäure, außer nach langem Glühen, wodurch das Mineral Farbe und Pleochroismus fast vollständig verliert. Nach Analyse von P. Jannasch $SiO_2 = 35.01$, $B_2O_3 = 2.51$, $TiO_2 = 1.08$, $Al_2O_3 = 51.49$, $Fe_2O_3 = 1.04$, $CaO = 0.28$, $MgO = 0.54$, $K_2O = 3.62$, $Na_2O = 0.96$, $H_2O = 3.02$, Spur $Li_2O$ und organische Substanz. Sa = 99.55. Kein Fluor. Das Analysenmaterial war nicht ganz rein.

Literatur. (1) Manual de Min. Paris 1862. 174. — (2) Pogg. Ann. **61**. 1844. 295 und **65**. 1845. 15. — (3) Abhandl. zur geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen. Straßburg 1877 Bd. II; cf. auch N. J. 1875. 849. — (4) Erläuterungen zu Sektion Lößnitz. Schneeberg und Kirchberg der geol. Spezialk. d. Königr. Sachsen. Leipzig 1883. 1884. — (5) Z. D. G. G. **29**. 1877. 545. — (6) N. J. 1882. II. 205. — (7) Bull. Soc. géol. Fr. **9**. 1881. 181. — (8) Q. J. G. S. **31**. 1876. 568 und **32**. 1877. 1. — (9) T. M. P. M. 1878. 433. — (10) Bull. Soc. min. Fr. **15**. 1892. 121. — (11) Bull. Soc. min. Fr. **11**. 1888. 150 u. **12**. 1889. 59 u. 290. — (12) Bull. Soc. min. Fr. **1889**. **12**. 56. — (13) Z. X. **23**. 1894. 551. — (14) Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich **44**. 1899. — (15) N. J. 1866. 724. — (16) Z. D. G. G. **19**. 1867. 180. — (17) T. M. P. M. **3**. 1880. 13. — (18) Z. D. G. G. **39**. 1887. 633. — (19) T. M. P. M. **13**. 1892. 256. — (20) N. J. B. B. **5**. 1887. 651. — (21) Erläuterungen zu Blatt Haslach der geol. Spezialk. d. Großh. Baden. Heidelberg 1901. 13. — (22) Mitt. d. Gr. Bad. geol. Landesanstalt **4**. 1899. 39. — (23) G. F. i Stockholm Förhdl. **18**. 1896. 390. — (24) G. F. i Stockholm Förhdl. **18**. 1896. 386. — (25) N. J. B. B. **8**. 1892. 340.

## Sillimanit.

Chem.: $Al_2SiO_5$.

a : b : c = 0.6873 : 1 : ?

Morph.: m = ∞P (110), g = $\infty P\frac{3}{2}$ (230), a = $\infty P\bar{\infty}$ (100). — $110 : 1\bar{1}0 = 69°$, $230 : 2\bar{3}0 = 88° 15'$. Säulenförmige Individuen ohne terminale Begrenzung, an denen bald m bald g, bald beide, selten in Kombination mit a oder b (010) auftreten. — Parallelfasrige oder büschelförmige Aggregate feinster Nädelchen, die bis zu unmeßbarer Dicke herabsinken (Bd. I. 2, Taf. IV, Fig. 1). Die feinen Nädelchen oft gebogen oder tordiert, oder auch geknickt, in Spitzen auslaufend, oder wie abgebrochen. — Riefung parallel der Vertikalaxe verbreitet. — Nie derbe oder körnig.

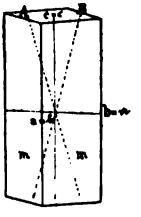


Fig. 38.

Koh.: Spaltung nach a (100) sehr deutlich in Längs- und Querschnitten, wenn die Dimensionen nicht zu klein sind. Unregelmäßige Querabsonderung allgemein verbreitet. — H. = 6—7. — Sp. G. = 3.23—3.248.

Opt.: Glasglanz, auf der Spaltfläche ins perlmutterartige. Farbe bräunlich, grau, weiß, selten grünlich. Im durchfallenden Lichte und bei hinreichender Dünne farblos; bei sehr feinfasrigen Aggregaten oft das Gelbliche trüber Medien.

a = b, b = a, c = c (Fig. 38). — Kräftige positive Doppelbrechung.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Saybrook | $\alpha_{na} = 1.6603$ | $\beta_{na}$[1]$= 1.6612$ | $\gamma_{na} = 1.6818$ | E. A. Wülfing mit einem Fehler von $\pm$ 0.0002. |
| „ | $= 1.6570$ | $= 1.6583$ | $= 1.6770$ | Zimanyi (1). |
| Ceylon[2]) | $= 1.6562$ | $= 1.6577$ | $= 1.6766$ | G. Melczer (2). |
| Kingsfort, Ceylon | $\alpha = 1.658$ | $\beta = 1.659$ | $\gamma = 1.678$ | A. Lacroix (19). |
| | $(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0215$ | $(\gamma-\beta)_{na} = 0.0206$ | $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0009$ | Wülfing. |
| | $= 0.0200$ | $= 0.0187$ | $= 0.0013$ | Zimanyi (1). |
| | $= 0.0204$ | $= 0.0189$ | $= 0.0015$ | Melczer (2). |

Winkel der optischen Axen klein mit starker Dispersion $\varrho > v$. Nach A. Des Cloizeaux (6) ist an Krystallen von

| | | | |
|---|---|---|---|
| Saybrook | $2E_{rot} = 43^\circ\ 9'$ | $2E_{gelb} = 42^\circ\ 30'$ | $2E_{blau} = 38^\circ\ 41'$. |
| Bamle | $= 37^\circ\ 55'$ | $2E_{grün} = 33^\circ\ 50'$ | $2E_{violett} = 28^\circ\ 20'$. |
| Ceylon | $2V_{li} = 31^\circ\ 19$ | $2V_{na} = 30^\circ\ 57$ | $2V_{tl} = 30^\circ\ 35'$ Melczer (2). |

A. Lacroix (7) fand am Sillimanit $2V = 26^\circ$ für gelbes Licht, A. Michel-Lévy und P. Termier (8) an dem des Gneiß vom Mont Pilat in den Cevennen $2V = 20^\circ$ ungefähr.

Der Pleochroismus ist im Dünnschliff nicht mehr wahrnehmbar; in dickeren Platten ist bei Sillimanit von

Saybrook c = dunkelnelkenbraun, a = hellbräunlich,
Ceylon c = tiefblau mit schwachviolettem Ton, b = schwachgrün bis graugrün,
a = blaßgelb bis bräunlichgelb (Melczer).

Unschmelzbar v. d. L., mit Kobaltsolution geglüht wird er blau, Säuren sind ohne Wirkung.

Diagn.: Von dem Andalusit, den Skapolithen und dem Zoisit unterscheidet sich der Sillimanit durch den positiven Charakter der Längsrichtung, vom Andalusit und Zoisit ferner durch die stärkere Doppelbrechung und die Lage der Axenebene zur Spaltung, von den Skapolithen durch die Spaltung und die Zweiaxigkeit. Für die Diagnose vgl. Fig. 37.

Vork. Der Sillimanit findet sich nur ausnahmsweise in Graniten und anderen Eruptivgesteinen und ist dann meistens sicher nachweisbar ein Fremdling in ihnen, der aus Einschlüssen der durchbrochenen Gesteine stammt. Seine Heimat ist das krystalline Schiefergebirge, zumal die Gneiße und Granulite, in geringerem Maße die Eklogite und verwandte Schiefer. Er tritt gleichmäßig in den Ortho- und in den Paragneißen auf

---

[1]) Berechnet aus $\alpha$, $\gamma$ und dem Axenwinkel nach der Formel $\frac{1}{\beta^2} = \frac{\cos 2V}{\alpha^2} + \frac{\sin 2V}{\gamma^2}$, was um so mehr zulässig ist, als bei dem kleinen Wert von V selbst ein Schwanken von 2E um 4° für $\beta$ erst eine Änderung von 0.0002 bedingen würde. E. A. Wülfing maß ferner $\alpha_{Eosin} = 1.6574$, $\gamma_{Eosin} = 1.6788$, $\alpha_{tl} = 1.6639$ und $\gamma-\alpha = 0.0212$ mit dem Babinetschen Kompensator.

[2]) Melczer bestimmte ferner

$\alpha_{li} = 1.6527$, $\beta_{li} = 1.6542$, $\gamma_{li} = 1.6730$
$\alpha_{tl} = 1.6597$, $\beta_{tl} = 1.6611$, $\gamma_{tl} = 1.6801$

A. Lacroix $\alpha_{na} = 1.659$, $\beta_{na} = 1.661$, $\gamma_{na} = 1.680$ an Sillimanit von Morlaix (3) und $= 1.658$, $= 1.659$, $= 1.678$ „ „ „ Kingsfort, Ceylon (4).

K. Hlawatsch (5) fand, daß die Lichtbrechung bei Sillimanit und anderen Krystallen von Pigmenten beeinflußt und zwar verringert wird. — Bei dunkelbraunem Sillimanit von Saybrook war $\alpha = 1.6549$, $\gamma = 1.6773$, bei hellbraunem $\alpha = 1.6612$, $\gamma = 1.6837$. — An einem und demselben Prisma hatten helle Stellen $\alpha = 1.6625$, $\gamma = 1.6839$, dunkle $\alpha = 1.6606$. Das mag die Verschiedenheit der obigen Angaben erklären.

und zwar z. T. in einzelnen, mehr oder weniger reichlichen Individuen, oder in filzartigen und büschelförmigen Aggregaten, die in einem Teig von Quarz liegen. Das ist der sog. Faserkiesel; Fibrolith, Buchholzit, Wörthit, Monrolith, Xenolith sind Synonyme für Faserkiesel. In dieser Form bildet er gern linsen- bis flachscheibenförmige Körper. Ebenso überzieht er gern in dünnen Lagen die Gleitflächen und siedelt sich an in den Quetschzonen der Schiefer. Höchst charakteristisch ist die Art, wie die Sillimanitnädelchen sich zu dichten Strömen zusammendrängen und dann sich jeder Stauchung des Gesteins anschmiegen. Sehr deutlich läßt sich in Orthogneißen oft seine Entstehung aus verquetschten Biotitblättchen feststellen. Er wird in diesen Gesteinen fast regelmäßig von Granat, Cordierit und Spinellen begleitet. Die ersten mikroskopischen Beschreibungen lieferten E. Kalkowsky aus Gneißen des Eulengebirges (9) und der sächsischen Granulitformation (10), E. Schumacher (11) aus schlesischen, Fr. Becke (12) aus niederösterreichischen Gneißen, A. Michel-Lévy (13) aus solchen des Morvan, G. W. Hawes (14) aus Glimmerschiefern von New Hampshire, L. Bucca (15) aus Kinzigiten von Catanzaro. — In Eklogiten tritt er neben Disthen, in den Quarz- und Quarzfeldspatlinsen der krystallinen Schiefer neben Andalusit und Disthen auf. Hierüber, sowie über die Verwachsung mit Andalusit siehe Seite 133. — In den kontaktmetamorphen Gesteinen findet sich Sillimanit, soweit sie aus Tonschiefern hervorgingen, nur selten neben Andalusit und besonders dann, wenn auch Cordierit sich reichlicher bildete, wie bei Barr und Andlau in den Vogesen. Dagegen wies Ch. Barrois (16) seine allgemeine Verbreitung in den kontaktmetamorphen silurischen Sandsteinen im Guéméné, Bretagne, nach.

Über künstliche Bildungen von Sillimanit oder sillimanitähnlichen Substanzen durch Zusammenschmelzen von $Al_2O_3$ und $SiO_2$, und bei der Porzellanfabrikation machte Vernadzky (17) interessante Mitteilungen. Die sehr kleinen Nädelchen liegen filzartig durcheinander in einem Glase. Derselbe fand, daß Andalusit, Disthen, Topas und Kaolin bei sehr hoher Temperatur (1320°—1350°) in Sillimanit übergehen. Auch Jos. Morozewicz (18) gelang die Darstellung des Sillimanits aus Schmelzfluß.

Literatur. (1) Z. X. **22**. 1894. 340. — (2) Z. X. **33**. 257. — (3) C. R. **106**. 1888. 777. — (4) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 291. — (5) Z. X. **27**. 1897. 605. — (6) Nouv. Recherches. Mém. Institut Fr. **18**. 1867. 602. — (7) Bull. Soc. min. Fr. **11**. 1888. 151. — (8) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 58. — (9) Die Gneißformation des Eulengebirges. Leipzig 1878. 5. — (10) N. J. 1882. I. 233. — (11) Z. D. G. G. **30**. 1878. 427. — (12) T. M. P. M. **4**. 1881. 203. — (13) Bull. Soc. min. Fr. **3**. 1880. 3. — (14) Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 107. — (15) Boll. R. Com. geol. d'Italia 1884. — (16) Ann. Soc. géol. du Nord. Lille **10**. 1884. 403. — (17) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 256. — (18) T. M. P. M. **18**. 1899. 50.

## Topas.

Chem.: $Al_2SiO_4(F.OH)_2$.

a : b : c = 0.5285 : 1 : 0.4770.

Morph.: o = P (111), s = $\frac{1}{3}$P (223), c = oP (001), m = ∞P (110), l = ∞P$\breve{2}$ (120), n = 2P∞ (021), y = 4P∞ (041), c = 2P∞ (201) und andere Formen. Prismenzone stark vertikal gestreift; Winkel etwas schwankend.

| | | |
|---|---|---|
| 110 : 1$\bar{1}$0 = 55° 43′ | 201 : $\bar{2}$01 = 122° 1′ | 111 : 1$\bar{1}$1 = 39° 0′ |
| 120 : 1$\bar{2}$0 = 86° 49′ | 001 : 111 = 45° 35′ | 111 : $\bar{1}$11 = 78° 20′ |
| 021 : 0$\bar{2}$1 = 87° 18′ | 001 : 223 = 34° 14′. | |

Habitus kurz prismatisch, terminal bald (001), bald (111), bald (021) herrschend. — Stengel, parallelstenglige und divergentstenglige bis radialstrahlige Aggregate (Pyknit). — Körner, derbe.

Koh.: Spaltung nach c (001) sehr vollkommen, Bruch flachmuschlig bis uneben. H. = 8. — Sp. G. = 3.533—3.574.

Opt.: Glasglanz. Farblos, gelb in verschiedenen Nuancen bis rötlich, hellblau bis bläulichweiß, grau im auffallenden Lichte, farblos im Dünnschliff. — Brechungsvermögen mäßig, schwache positive Doppelbrechung. a = a, b = b, c = c. — Die von S. L. Penfield und J. C. Minor jr. (1) nachgewiesene Abhängigkeit der Brechungsexponenten und optischen Axenwinkel von dem Maße der Vertretung des Fluor durch Hydroxyl zeigt die folgende Tabelle nach Penfield und Minor mit Ergänzungen. Die Hauptbrechungsexponenten wurden von verschiedenen Autoren bestimmt, hinter deren Namen die von ihnen beobachteten Winkel $2E_{na}$ angeführt sind.

| | $2E_{na}$ | Sp. G. | $\alpha_{na}$ | $\beta_{na}$ | $\gamma_{na}$ | Fluor | Wasser |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Durango | 129° 30′ | — | — | — | — | — | — |
| | | | | | | Des Cloizeaux (3). | |
| Zaratecas | 126° 28′ | 3.574 | — | — | — | — | 0.18 |
| Thomas Range-Utah | 125° 53′ | 3.565 | 1.6072 | 1.6104 | 1.6176 | 20.37 | 0.19 |
| | | | | | | Alling (2) | $2E_{na} = 126° 24'$ |
| Nathrop. Col. | 125° 51′ | 3.567 | — | — | — | 20.42 | 0.29 |
| Pikes Peak Col. | 122° 42′ | 3.567 | — | — | — | — | 0.48 |
| Tenagari Japan | 120° 59′ | 3.565 | — | — | — | 19.50 | 0.57 |
| Adun Tschalon | 118° 46′ | 3.562 | 1.6133 | 1.6160 | 1.6225 | 19.28 | 0.58 |
| | | | | | | Mülheims (4) | $2E_{na} = 121° 55'$ |
| San Luis, Mexico | 118° 17′ | 3.575 | — | — | — | 19.53 | 0.80 |
| Schneckenstein | 114° 28′ | 3.555 | 1.6155 | 1.6181 | 1.6250 | 18.50 | 0.93 |
| | | | | | | Mülheims (4) | $2E_{na} = 114° 17'$ |
| Stoneham, Me. | 113° 50′ | 3.560 | — | — | — | 18.56 | 0.98 |
| Minas Geraes | 84° 28′ | 3.532 | 1.6294 | 1.6308 | 1.6375 | 15.48 | 2.45 |
| | | | | | | Mülheims (4) | $2E_{na} = 86° 21'$ |
| Mugla, Kleinasien | 71° 13′ | — | — | — | — | — | — |

Über die Dispersion geben die Messungen von Mülheims (4) für die Fraunhoferschen Linien Aufschluß:

| | Schneckenstein | | | | Adun-Tschalon | | | | Brasilien | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | 2V | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | 2V | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | 2V |
| B. | 1.6122 | 1.6148 | 1.6217 | 63° 31′ | 1.6100 | 1.6127 | 1.6193 | 66° 1′.5 | 1.6259 | 1.6274 | 1.6341 | 50° 30′ |
| D. | 1.6155 | 1.6181 | 1.6250 | 62° 33′ | 1.6133 | 1.6160 | 1.6225 | 65° 30′.5 | 1.6294 | 1.6308 | 1.6375 | 49° 37′ |
| F. | 1.6209 | 1.6234 | 1.6303 | 61° 9′ | 1.6187 | 1.6213 | 1.6279 | 64° 30′ | 1.6350 | 1.6364 | 1.6431 | 48° 32′ |

$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0104-0.0081$, $(\gamma-\beta)_{na} = 0.0072-0.0067$, $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0032-0.0014$.

Die Doppelbrechung nimmt ab mit zunehmendem Hydroxyl. — Die Dispersion der optischen Axen ist $\varrho > v$. Pleochroismus zeigen die Topase im Dünnschliff nicht.

Optische Anomalien sind bei den Topasen, zumal den gelben brasilianischen, häufig und wurden bereits von Brewster (5) wahrgenommen. Dünne Platten nach der Spaltbarkeit zerfallen im parallelpolarisierten Lichte in mehrere Felder; das Zentrum derselben ist ein Rhombus mit den Winkeln des Topasprismas, an jede Seite dieses Rhombus legt sich ein Trapez. Das zentrale Feld ist bald einheitlich und besitzt die normalen Auslöschungen parallel den Diagonalen, oder es zeigt seinerseits einen Zerfall in mehrere Felder, beziehungsweise sich kreuzende Lamellen mit einer allenthalben geringen Schiefe der Auslöschung (3°—5°) nach links und rechts von den Diagonalen. Die randlichen Trapeze löschen mit wechselnder Schiefe gegen die Diagonalen (bis zu

20°] des zentralen Rhombus aus. Allenthalben erhält man im konvergenten Lichte die Interferenzfigur zweiaxiger, senkrecht zur spitzen Bisektrix geschnittener Krystalle mit einer durch die Auslöschungsrichtungen gegebenen Lage der Axenebenen und oft stark mit dem Ort wechselnder Größe des Axenwinkels. Mallard (6) nimmt daher einen Aufbau des Topas aus zwillingsartig verbundenen monoklinen Individuen an. Die Erscheinungen erklären sich ungezwungen nach den Untersuchungen von Penfield und Minor (1) aus einer mit der Zonenstruktur und dem damit verbundenen Wechsel in der chemischen Zusammensetzung zusammenhängenden Spannung.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar. Bei sehr hoher Temperatur (Gelbglut) verliert der Topas seinen Fluorgehalt als $SiF_4$ und geht nach Vernadzky (7) in Sillimanit über. Beim Erhitzen mit Phorphorsalz im Glasrohr Fluorreaktion, besser als mit Schwefelsäure. Säuren greifen den Topas nicht an.

Diagn.: Einer Verwechslung mit Quarz beugt die höhere Lichtbrechung und die Spaltbarkeit vor. Schnitte ohne Spaltrisse geben im konvergenten Licht die Interferenzfigur zweiaxiger Medien, solche die im parallelpolarisierten Licht zwischen gekreuzten Nicols keine Veränderung bei Drehung zeigen, geben im konvergenten Lichte die dunkle Barre der zweiaxigen, nicht das Kreuz der einaxigen Medien. Für die optische Orientierung im Vergleich zu Andalusit, Sillimanit und Prismatin vgl. Fig. 37.

Der Topas ist ein ziemlich konstanter Gemengteil der zinnerzführenden Granite und der Greisen, kommt aber in geringer Menge in sehr vielen eigentlichen Graniten mit Muscovit und Biotit und in den Lithionitgranititen vor, besonders gern, wenn sie Fluorit und Turmalin führen, wie das besonders bei cornwallisischen der Fall ist. F. Schalch (8) beschreibt ihn aus dem Lithionitgranitit vom Greifenstein im Erzgebirge und aus dem Eisenbacher Granit des Schwarzwaldes. M. von Miklucho-Maclay (9) fand ihn in sehr kleinen Krystallen neben Rutil und Zinnerz in den Lithioniten des erstgenannten Vorkommens eingewachsen. Ebenso findet er sich in den Glimmern pegmatitischer Granite von Miask. — In den Ergußformen granitischer Magmen, in den Lipariten, fand ihn Ch. W. Cross (10) neben Granat aufgewachsen in den Lithophysen. — Bedeutsam ist seine weite Verbreitung in den pneumatolytischen Kontaktzonen der Granite, zu denen auch der Schneckensteiner Topasfels und die sog. topasierten Quarzporphyre des Erzgebirges und Tasmaniens (Mount Bischoff) gehören, über welche man Bd. II dieses Buches nachsehen wolle.

Der Topas pflegt außer Blättchen von Hämatit und Ilmenit, die besonders in den gelben brasilianischen, aus Quarzlinsen krystalliner Schiefer stammenden Krystallen häufig auftreten, zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse zu beherbergen, welche teils regellos in Schnüren und Reihen liegen, teils annähernd auf konzentrischen Flächen von ∞P (110) und ∞P$\breve{2}$ (120) geordnet sind. Ihre Form ist eine sehr wechselnde und oft überaus bizarre; doch kann man vielfach eine Annäherung oder vollständige Übereinstimmung mit der Form des Topas beobachten. Diese Flüssigkeitseinschlüsse, welche seit Brewster (11) von mehreren Forschern, zuletzt von Erhard und Stelzner (12) studiert wurden, bestehen bisweilen aus Wasser oder wäßrigen Salzlösungen, bisweilen aus liquider Kohlensäure oder gleichzeitig aus beiden Fluidis. In den Flüssigkeitseinschlüssen mancher Topase, zumal vom Schneckenstein, treten mannigfache krystalline Ausscheidungen auf (Fig. 39), unter denen würfelförmige, wasserhelle Kryställchen am häufigsten vertreten sind. Dieselben lösen sich bei hinreichender Erwärmung in ihrer Mutterlauge auf und krystallisieren bei Abkühlung wieder aus; sie werden also kaum dem Steinsalz zugerechnet werden dürfen. Außerdem trifft man darin seltener rhomboedrische, farblose Krystalle, lang nadelförmige, sich gewöhnlich zwillingsartig durchkreuzende Mikrolithe und rotbraune pyramidale Kryställchen mit einer abgestumpften Ecke. Alle diese

Krystallisationen lösen sich bei Temperaturerhöhungen nicht in der Flüssigkeit auf. A. E. von Nordenskiöld (13) fand, daß die Fluida in geglühten brasilianischen Topasen ein rußiges Aussehen hatten und nach Verflüchtigung eine rotbraune oder schwarze, naphthaähnliche Substanz zurückließen. Die oft unter dem kritischem Punkt der $CO_2$ liegende Absorption der Libellen in diesen Flüssigkeiten deutet gleichfalls auf fremde Beimengungen.

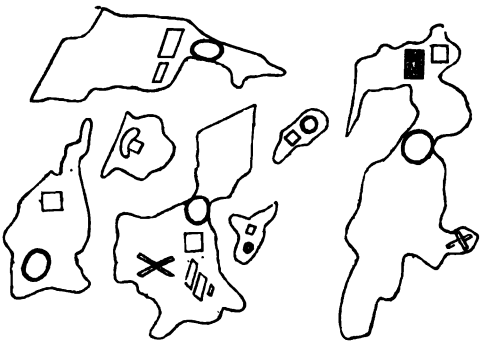


Fig. 39.

Der Topas wandelt sich ebenso, wie der Andalusit, seiner Clarkeschen Strukturformel $Al(SiO_4)_3Al_2(AlF_2)_3$ entsprechend, in Muscovit um, wobei der Prozeß, den J. S. Diller und F. W. Clarke (14) an Krystallen von Stoneham studierten, von den Blätterdurchgängen nach oP (001) aus ins Innere fortschreitet. Ebenso wird eine Umwandlung in Kaolin (Nakrit) von Reuss (15) beschrieben, worin jedoch Frenzel (16) nur ein Übergangsglied vom Topas zum Muscovit sehen möchte.

Künstliche Darstellung des Topas versuchte A. Daubrée (17), indem er Fluorsilicium über zu Weißglut erhitzte Tonerde leitete. Es bildete sich eine Substanz von dem sp. G. = 3.49 und mit einer Zusammensetzung, welche annähernd mit der des Topas übereinstimmte.

Literatur. (1) Amer. Journ. **47**. 1894. 387. — (2) Amer. Journ. **33**. 1887. 146. — (3) Nouv. Recherch. Instit. France 18. 1867. 612. — (4) Z. X. **14**. 1888. 226. — (5) Transactions of the Cambridge philos. Soc. 1882. — (6) Ann. Min. 1876. 10. — (7) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 259. — (8) Erläuterungen zur Sektion Geyer der geol. Spezialk. von Sachsen. Leipzig 1878. 44 und Erläuter. zu Blatt Villingen der geol. Spezialk. von Baden. Heidelberg 1899. — (9) N. J. 1885. II. 90. — (10) Amer. Journ. **31**. 1886. 432. — (11) Pogg. Ann. **91**. 1854. 607 und Philos. Mag. (4). **10**. 233; ferner Edinburgh New Phil. Journ. **38**. 1845. 386; Transact. Roy. Soc. Edinburgh **16**. 1 und Philos. Mag. London **31**. 1847. 101; London, Edinburgh und Dublin philos. Mag. **31**. 1847. 497. — (12) T. M. P. M. **1**. 1878. 450. — (13) N. J. 1886. I. 242. — (14) Amer. Journ. **29**. 1885. 378. — (15) Lotos. **60**. 42. — (16) T. M. P. M. **3**. 1880. 513. — (17) C. R. **32**. 625.

## Dumortierit.

Chem.: $3(Al_8Si_3O_{18}) . AlB_2O_6 . 2H_2O$.[1])

$a : b : c = 0.5317 : 1 : ?$

Morph.: $\infty P$ (110), $\infty P\bar{\infty}$ (100). — Zwillinge nach (110) häufig, nach J. S. Diller (1) auch solche nach anderen Flächen der Prismenzone. Dünne schlanke Säulchen mit vertikaler Streifung, einzeln oder in parallelen, bzw. büscheligen Aggregaten geordnet, bis zu trichitischer Dünne herabsinkend. — $110 : 1\bar{1}0 = 56°$ etwa. G. Linck (2) maß an

[1]) Die chemische Zusammensetzung steht nicht ganz fest. Nach einer Analyse von Damour hätte er die Formel $Al_9Si_3O_{19}$. Der Borgehalt ist auch durch die Analysen von Weber und von W. E. Ford (9) festgestellt. Letzterer gibt die Formel $Al_{20}Si_7O_{44}$, worin ein kleiner Teil des Al durch B und einen geringer Betrag von H vertreten wird.

Dumortierit von Val Donbastone im Oberen Veltlin ein Prisma mit dem Winkel 110° 54′, was der Formel $\infty P\frac{4}{3}$ (340) entsprechen würde.

Koh.: Spaltung deutlich nach $\infty P\bar{\infty}$ (100), in Querschnitten auch Andeutung von Spaltbarkeit nach unbestimmbaren Prismenflächen. Querabsonderung ungefähr senkrecht zur Prismenaxe verbreitet. — H. = 7 oder wenig höher. — Sp. G. = 3.22 nach Linck, 3.265 nach Diller, 3.36 nach Damour.

Opt.: Schwacher Glasglanz ins Seidenartige. Blau, blaugrau, auch bräunlich, selten weiß bis farblos oder bläulichgrün bis pistaziengrün. — Brechungsvermögen kräftig, negative Doppelbrechung schwach. a = c, b = b, c = a. Am Dumortierit von Val Donbastone ist $\alpha_{na} = 1.678$, $\beta_{na} = 1.686$, $\gamma_{na} = 1.689$ nach G. Linck (2); daraus $(\gamma-\alpha)_{na} = 0.011$, $(\gamma-\beta)_{na} = 0.003$, $(\beta-\gamma)_{na} = 0.008$. A. Lacroix und A. Michel-Lévy gaben für Dumortierit von Twedestrand (3) $\beta = 1.65$ ungefähr, $\gamma-\alpha = 0.010$. — $2V = 30°$ mit $\varrho > v$ nach denselben Autoren, was mit eigenen Beobachtungen stimmt. Doch gibt E. Bertrand (4) für Dumortierit von Beaunan sehr stark $\varrho < v$. — Pleochroismus stark, a tiefblau, b gelblich bis rötlichviolett, c farblos; nach Linck im Val Donbastone a pistaziengrün mit Stich ins Gelbe oder ins Blaue, c = b fast farblos bis schwach grünlich.

Reakt.: Unschmelzbar v. d. L. Mit Kobaltsolution geglüht Blaufärbung. Bei heller Weißglut wird D. erst bräunlichschwarz, dann farblos nach Vernadzki (5). Wird von Säuren, selbst von Flußsäure nicht angegriffen.

Diagn.: Von den blauen Amphibolen unterscheidet den Dumortierit das Krystallsystem, ebenso vom Serendibit und Sapphirin, vom Grandidierit der nadelförmige Habitus, die Lage der Axenebene und den Pleochroismus.

Vork. Der Dumortierit wurde von Gonnard (6) in pegmatitischen Gängen des Gneiß von Beaunan und Brignais bei Lyon, ferner von Les Fernières zwischen Brignais und Francheville entdeckt in Begleitung von Turmalin, Apatit und Cordierit. G. vom Rath (7) beschreibt ihn von Wolfshau bei Schmiedeberg in Schlesien mit Korund in Pegmatiten des Granits. A. Michel-Lévy und A. Lacroix (3) fanden ihn im Cordierit von Twedestrand in Südnorwegen, Riggs (8) analysierte ihn aus pegmatitischen Massen des Gneiß von Harlem, N. Y. Genauer untersucht wurde er von Whitfield und Diller (1) aus körnigem Quarz von Clip, Yuma Co., Arizona. G. Linck (2) beschreibt ihn aus Pegmatit des Oberen Veltlin, W. E. Ford (10) in sphärolitischen Aggregaten in feinkörnig kieseliger Gangmasse von Skamania Co., Washington im Quellgebiet des Washongal River.

Literatur. (1) Amer. Journ. **37**. 1889. 216. — (2) Jenaische Zeitschr. f. Naturw. **33**. 1899. 356. — (3) C. R. **106**. 1888. 1546. — (4) Bull. Soc. min. Fr. **3**. 1880. 171 und **4**. 1881. 9. — (5) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 256. — (6) Bull. Soc. min. Fr. **4**. 1881. 2 und **15**. 1892. 230. — (7) Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn 1885. 205. Anmerkung. — (8) Amer. Journ. **34**. 1887. 406. — (9) Amer. Journ. **14**. 1902. 426. — (10) Z. X. **37**. 1903. 417.

## Grandidierit.

Chem.: Aus der Analyse mit $SiO_2$ 20.90, $Al_2O_3$ 52.80, $Fe_2O_3$ 6.60, FeO 4.86, MgO 9.65, CaO 210, $Na_2O$ 2.22, $K_2O$ 0.40, $H_2O$ 1.25, $S^a$ 100.78

berechnet A. Lacroix (1) $7SiO_2$, 11 $(Al, Fe)_2O_3$, 7 (Mg, Fe, Ca)O, 2 $(Na, K, H)_2O$, also vielleicht $(SiO_4)_7(AlO_2Mg)_7(AlO)_{14}Al.Na_4$.

Axenverhältnis unbekannt.

Morph.: Bis zu 8 cm lange, mit Quarz poikilitisch durchwachsene Krystalloide und derbe Massen.

Koh.: Ungleichwertige Spaltbarkeit nach zwei zueinander senkrechten Flächen, die in der Zone der Längsrichtung der Krystalle liegen und als $a = \infty P\bar{\infty}$ (100) und $b = \infty P\bar{\infty}$ (010) gedeutet werden. — H. unbekannt. — Sp. G. = 2.99.

Opt.: Glasglanz, etwas perlmutterartig auf der besten Spaltfläche (100). — Farbe bläulichgrün im auffallenden Lichte. — Die Auslöschung liegt parallel den Spaltrissen in Längs- und Querschnitten. Ebene der optischen Axen ist die Basis (001); die spitze negative Bisektrix steht senkrecht auf der besten Spaltfläche 100. — a = a, b = c, c = b. Durch Totalreflexion bestimmte A. Lacroix (1)

$\alpha_{na} = 1.6018$, $\beta_{na} = 1.6360$, $\gamma_{na} = 1.6385$,
$\gamma - \alpha = 0.0367$, $\gamma - \beta = 0.0025$, $\beta - \alpha = 0.0342$,
$2E_{li} = 52°$, $2E_{na} = 49° 35'$, also starke Dispersion $\varrho > v$.

Pleochroismus stark mit

a tiefblaugrün, b farblos, c tiefgrün in 0.5 mm dicken Platten,
blaugrün, farblos, blaßbläulichgrün im Dünnschliff.

Der Grandidierit zeigt sehr deutlich das Phänomen der Absorptionsbüschel, blau auf farblosem Grunde, selbst im Dünnschliff.

Reakt.: Unschmelzbar v. d. L. — Unangreifbar von Säuren.

Diagn.: Ähnlich dem Sapphirin, von dem ihn aber die Spaltbarkeit, das Krystallsystem und die starke Doppelbrechung unterscheiden.

Vork. Der Grandidierit findet sich nach A. Lacroix (2) in Pegmatiten zusammen mit Quarz, Orthoklas und Almandin, die er auch umschließt. Fundort sind die Klippen von Andrahomana bei Fort Dauphin an der Südspitze von Madagascar.

Literatur. (1) Matériaux pour la minéralogie de Madagascar. Nouv. Recherches du Muséum. 4. série. 1. 1902. Paris. — (2) Bull. Soc. min. Fr. 25. 1902. 85.

## Staurolith.

Chem.: $H\overset{II}{Fe}Al_5Si_2O_{13}$ mit wechselnder Vertretung von $\overset{II}{Fe}$ durch Mg und Mn, des Al durch $\overset{II}{Fe}$.

a : b : c = 0.4734 : 1 : 0.6828. — $110 : 1\bar{1}0 = 50° 40'$. — $001 : 101 = 55° 16'$.

Morph.: m = ∞P (110), b = $\infty P\bar{\infty}$ (010), c = oP (001), r = $P\bar{\infty}$ (101). Habitus kurz prismatisch mit herrschendem m und c. b und r treten oft stark zurück oder fehlen auch ganz. — Durchkreuzungszwillinge nach $\frac{3}{2}P\bar{\infty}$ (032) mit nahezu rechtwinkligen Vertikalaxen, da $001 : 032 = 45° 41'$, und nach $\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$ (232) mit angenähert 60° betragender Neigung der Vertikalaxen, da $001 : 232 = 60° 31'$, selten nach $\infty P\frac{3}{2}$ (230) mit $010 : \underline{010} = 70° 45'.5$. — Zwillingsbildung, ohne daß

das Zwillingsindividuum äußerlich sichtbar wäre, ist nicht allzuselten und dokumentiert sich dann deutlich durch den Pleochroismus, seltener durch den Verlauf der Spaltrisse. — Kanten und Ecken oft gerundet, selten bis zur Körnerform der Individuen.

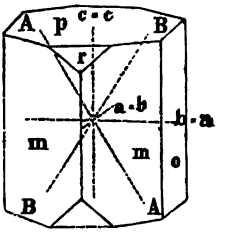


Fig. 40.

Koh.: Unvollkommene Spaltung nach b im Dünnschliff meistens kenntlich, die sehr unvollkommene nach m nicht wahrnehmbar. — Bruch flachmuschlig bis uneben. — H. = 7—7.5. — Sp. G. = 3.65—3.8.

Opt.: Schwacher Glasglanz ins Harzige. Gelbbraun, rötlichbraun bis bräunlichschwarz, im durchfallenden Lichte gelb bis rotbraun. — Hohe Lichtbrechung, schwache positive Doppelbrechung. a = b, b = a, c = c.

St. Gotthard

$\alpha = 1.736$ $\beta = 1.741$ $\gamma = 1.746$ A. Michel-Levy u. Lacroix (1)
$\beta_\varrho = 1.7526$ Miller (2)
$\beta_\varrho = 1.749$ A. Des Cloizeaux (3)

$\gamma - \alpha = 0.010$, $\gamma - \beta = 0.005$, $\beta - \alpha = 0.005$. — $2Va_\varrho = 88^\circ 46'$, Dispersion schwach $\varrho > v$.

Pleochroismus deutlich, in dickeren Platten c hyazintrot ins blutrote, a und b gelblichrot oft mit Stich ins Grünliche, im Dünnschliff c rötlichgelb, a = b weißlichgelb, um Interpositionen herum oft kräftiger als in der reinen Krystallsubstanz.

Reakt.: V. d. L. nicht schmelzbar. Wird von Säuren, selbst von Flußsäure in der Kälte nicht angegriffen.

Vork. Der Staurolith hat seine Heimat in den dynamometamorphen krystallinen Schiefern, Phylliten, Glimmerschiefern und Paragneißen und tritt in den Kontakthöfen der Tonschiefer an Tiefengesteinen nur recht selten auf. Seine häufigsten Begleiter sind Disthen, mit dem er auch in der bekannten Weise parallel verwächst, Turmalin, Granat, Rutil, Glimmer und Quarz. Alle diese Mineralien treten als Einschlüsse darin auf und besonders mit Quarz ist er siebartig derart durchwachsen, daß er sich kaum vollständig davon trennen läßt. Im allgemeinen sind die Staurolithe um so reiner, je kleiner sie sind. Auch kohlige Substanzen sind sehr verbreitet im Staurolith und in demselben an manchen Lokalitäten ähnlich gesetzmäßig geordnet, wie im Chiastolith. Nach S. L. Penfield und J. H. Pratt (4) liegen sie auf pyramidalen Anwachskegeln, deren Basis in den beiden Endflächen, deren Spitzen im Zentrum des Krystalls zusammenstoßen. Schnitte nach der Basis zeigen daher der Endfläche zunächst einen größeren inneren Rhombus mit konzentrischer schmaler Schale; die Ecken des zentralen Rhombus und der Krystallbegrenzung sind durch schwarze Striche (kohlereiche Teile) verbunden, die parallel der b-Axe kräftiger, als parallel der a-Axe sind, und parallel der b-Axe sich nach außen verbreitern. Je näher der Schnitt dem Krystallzentrum gelegt wird, um so kleiner wird der zentrale Rhombus, um so breiter die äußere Schale. Geht der Schnitt durch das Krystallzentrum, so ist kein innerer Rhombus mehr vorhanden und der einheitliche Schnitt wird nur von den der Axe a und b entsprechenden dunklen Barren durchschnitten; der Barren parallel a ist scharf und schmal, der parallel b wird vom Zentrum nach außen breiter. Dieser Anordnung entsprechen die Figuren, welche man bei Schnitten nach 010 und 100 erhält. Die Beschreibung bezieht sich auf Krystalle von Lisbon, N. H. — Ähnliche gesetzmäßige Anordnung kohliger Partikel beschreibt A. Lacroix (5) in den Staurolithen eines kohlereichen Tonglimmerschiefers von Mur-en-Plouigneau und Forges Neuves bei Morlaix in der Bretagne. Eine roh

zonare Anordnung kohliger Einschlüsse läßt sich öfter beobachten, während die Quarzeinschlüsse vollkommen regellos oder aber sehr oft nach der Parallelstruktur des umgebenden Gesteins geordnet sind. — Die ersten mikroskopischen Beschreibungen des Stauroliths gaben K. Peters und R. Maly (6) und A. von Lasaulx (7).

Zersetzungserscheinungen sind nur selten wahrnehmbar; es scheint sich dabei Chlorit und ein grüner Glimmer zu bilden.

Literatur. (1) Min. des roches. Paris 1888. 284. — (2) Bei Phillips Mineral. 1852. 283. — (3) Man. de Min. Paris 1862. 183. — (4) Amer. Journ. 47. 1894. 81. — (5) Min. de la France. Paris 1893. 14. — (6) S. W. A. 57. 1868. 646. — (7) T. M. P. M. 2. 1877. 173.

## Kornerupin und Prismatin.

Chem.: $MgAl_2SiO_6$.[1])

a : b : c = 0.854 : 1 : ?

Morph.: m = ∞P (110), b = ∞P∞ (010), a = ∞P∞ (100), ∞P̆ (hko), mP∞ (okl). — $110 : 1\bar{1}0 = 81°$ (Kornerupin), 81° 31′ (Prismatin). Habitus prismatisch. Bei Kornerupin schlanke Stengel von sillimanitähnlichem Aussehen und geringer Dicke, parallel- oder radialstrahlige Aggregate; bei Prismatin bis fingerdicke lange Säulen, einzeln oder in strahligen Gruppen im Gestein liegend. Terminale Begrenzung fehlend oder (Brachydoma) nicht meßbar bei Prismatin.

Koh.: Spaltung ziemlich vollkommen nach m (110). — Eine rohe Absonderung quer zur Prismenaxe. Bruch uneben. — H. = 6.5. — Sp. G. = 3.273 bei Kornerupin, 3.341 bei Prismatin.

Opt.: Glasglanz, auf Bruchflächen ins Harzige. Weiß, grau, gelblich bis bräunlich, selten grünlich im auffallenden Lichte, im durchfallenden farblos (Kornerupin) oder gelblichweiß (Prismatin). — Brechungsvermögen mäßig, negative Doppelbrechung ebenso. a = b, b = c, c = a. Prismatin $\alpha_{na} = 1.6691$, $\beta_{na} = 1.6805$, $\gamma_{na} = 1.6818$, $2E_{na} = 65° 30'$

$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0127$, $(\gamma-\beta)_{na} = 0.0013$, $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0114$. N.V. Ussing (1)

Nach Messung mit dem Babinetschen Kompensator $\gamma-\alpha = 0.012$. — Auch bei Kornerupin sind Querschnitte sehr schwach, Längsschnitte mäßig doppelbrechend (1); 2E = 32° 30′ aber auch kleiner (26°, 19°, 14°). — Dispersion der Axen schwach $\varrho > v$ bei Prismatin, nicht erkennbar bei Kornerupin. — Pleochroismus schwach bei Prismatin mit a hellweingelb, b bräunlichgelb, c grünlich bis farblos in nicht zu dünnen Schliffen, fehlt bei Kornerupin.

Reakt.: Schmilzt nicht v. d. L. — Wird von Säuren nicht angegriffen. Das Wasser entweicht erst bei hoher Temperatur.

Diagn.: Vom Sillimanit unterscheidet sich der Kornerupin und Prismatin durch die Spaltbarkeit und schwächere Doppelbrechung, vom

---

[1]) Die Formel dieser Mineralien steht nicht ganz fest. Die Analysen ergaben für

| | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O$ | Sa |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Kornerupin | 30.90 | 46.79 | 2.02 | — | 19.46 | -- | — | 1.30 | 100.47 |
| Prismatin | 30.89 | 43.06 | — | 6.28 | 15.08 | 2.04 | 0.79 | 1.35 | 99.50 |

Topas durch die Spaltung, vom Andalusit durch den kleinen Axenwinkel der Querschnitte. Für die optische Orientierung vgl. Fig. 37.

Vork. Der Kornerupin wurde von J. Lorenzen (2) in den Sapphiringesteinen von Fiskernäs in Grönland neben grüner Hornblende und hellbräunlichem Gedrit, etwas Cordierit, Anorthit und Glimmer entdeckt und analysiert. — Der Prismatin wurde von A. Sauer (3) in einer wesentlich aus Albit bestehenden Einlagerung im Granulit bei dem Bahnhof Waldheim in Sachsen in Gesellschaft von Granat und rotbraunem Turmalin aufgefunden und analysiert. Er wandelt sich leicht in eine grünliche, mikroskopisch feinfasrige Substanz um, welche A. Sauer Kryptotil nannte und welche die Zusammensetzung $HAlSiO_4(SiO_2 = 48.43, Al_2O_3 = 41.63, MgO = 2.13, H_2O = 7.70, Sa\ 99.89)$ hat. — Die Identität von Kornerupin und Prismatin wurde von N. V. Ussing (1) entdeckt.

Literatur. (1) Z. X. 15. 1889. 605. — (2) Meddelelser om Grönland. Kjöbenhavn 7. 19. — (3) Z. D. G. G. 38. 1886. 704.

## Gruppe der rhombischen Pyroxene.

Chem.: $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$, oft mit einem bis zu mehreren Prozenten anwachsenden Gehalt an $Al_2O_3$ und CaO nebst kleinen Mengen von MnO und $TiO_2$.

a : b : c = 1.0295 : 1 : 0.5868.[1])

Morph.: a = ∞P∞ (100), b = ∞P∞ (010), m = ∞P (110), k = ½P∞ (102), q = ⅔P∞ (203), h = ¼P∞ (104), r = 2P∞ (021), o = P (111), e = ½P̆2 (122), i = 2P2̆ (121) und andere Formen (Fig. 41. 42). — Zwillinge

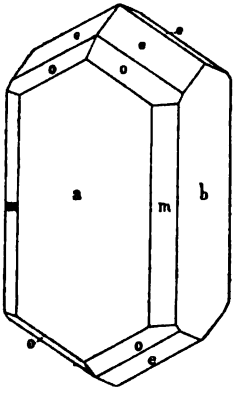



Fig. 41.

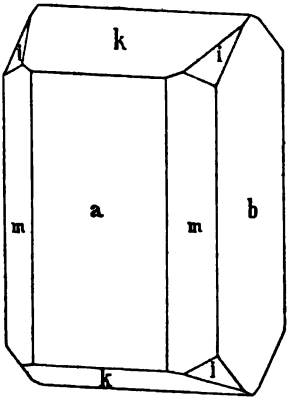



Fig. 42.

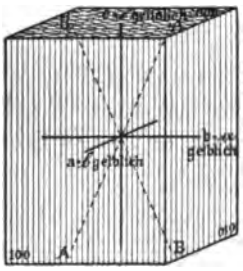
nach h (104) besonders in den derben Bronziten der Tiefengesteine nach H. Bücking (1). Knieförmige und sternförmige Zwillingsverwachsungen

[1]) Das Axenverhältnis ändert sich mit dem Eisengehalt. Das angenommene Verhältnis ist das von G. vom Rath für den Amblystegit vom Laacher See mit 25.0 % FeO gefundene. Für den Bronzit aus dem Meteorit von Breitenbach fand V. von Lang a : b : c = 1.0308 : 1 : 0.5885; derselbe hat 13.44 % FeO. Für Enstatit von Oedegaarden mit 1.4 % FeO fand K. Johannsen $110 : 1\bar{1}0 = 92° 26'$, also a : b = 1.0434 : 1. — Wegen der Beziehungen zu den monoklinen Pyroxenen wurde die Diagonale des spitzen Prismenwinkels zur X-Axe gemacht, im Anschluß an G. Tschermak.

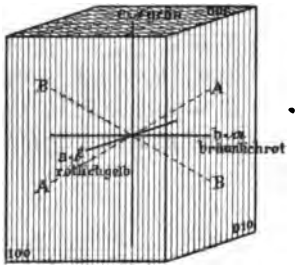
nach P∞ (011), $\frac{1}{3}$P∞ (023), $\frac{1}{5}$P∞ (043) nach Fr. Becke (2) und A. Osann (3) bei den Einsprenglingen dieser Mineralien in den andesitischen und porphyritischen Ergußgesteinen. — Gerundete und eckige Körner und derbe Massen, seltener Krystalle in den Tiefengesteinen.

| | |
|---|---|
| $110 : 1\bar{1}0 = 91^\circ\ 40'$ | $011 : 010 = 59^\circ\ 36'$ |
| $102 : \bar{1}02 = 31^\circ\ 48'$ | $023 : 010 = 68^\circ\ 38'$ |
| $104 : 100 = 81^\circ\ 54'$ | $043 : 010 = 51^\circ\ 58'$ |
| $021 : 0\bar{2}1 = 80^\circ\ 52'$ | |

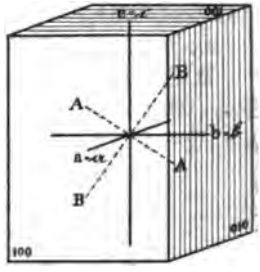
Die Bronzite und Hypersthene der Ergußgesteine bilden gedrungene Prismen mit herrschenden a und b, deren Kanten durch schmale Flächen von m (110) abgestumpft werden, terminal pflegen die Flächen von e (122) und i ($12\bar{1}$) zu herrschen, deren Polkanten sich in Schnitten parallel a mit einem inneren Winkel von 119° 12', beziehungsweise 99° 8' schneiden. Auf Schnitten nach b (010) schneiden sich die Polkanten derselben Formen unter einem stumpfen inneren Winkel von 148° 13', beziehungsweise 120° 38'. — Bei den knieförmigen Zwillingen nach (011), nach (023) und nach (043) schneiden sich die vertikalen Axen unter 60° 48', bzw. 42° 44', bzw. 76° 4'. — Bei den Zwillingen nach h (104) schneiden sich die vertikalen Axen unter 16° 12'.




Enstatit und Bronzit.
Fig. 43.




Hypersthen.
Fig. 44.




Bastit.
Fig. 45.

Koh.: Spaltung nach m (110) stets deutlich, sowohl in den derben Bronziten und Hypersthenen der Tiefengesteine, wie in den idiomorphen Säulchen der Ergußgesteine, zumal bei etwas herabgezogenem Kondensator. — Spaltung nach a (100) sehr deutlich in den derben, weniger deutlich in den idiomorphen Ausbildungsformen. Die Spaltung nach b (010) in den Tiefengesteinen von wechselnder Deutlichkeit, aber meistens nur durch kurze, rasch absetzende, rauhe und anastomosierende Risse angedeutet (Bd. I. 1, Taf. IV, Fig. 3); in den Ergußgesteinen gar nicht oder nur selten zu beobachten. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß diese Teilbarkeit, ebenso wie die Zwillingsbildung nach $\frac{1}{4}$P∞ (104) eine Druckerscheinung sei. — Eine unregelmäßige Absonderung quer zur Prismenaxe oft vorhanden. — Bruch uneben. — H. = 5—6. — Sp. G. von 3.1 bei Enstatit bis 3.5 bei Hypersthen wachsend mit dem Eisengehalt.

Opt.: Glasglanz, auf den Spaltflächen, zumal nach a (100), oft ins Metallische oder auch ins Perlmutterartige. Farbe grünlichweiß bis gelblich bei Enstatit, gelblich, bräunlich oder grünlich bei Bronzit, dunkelbräunlichgrün, bräunlichschwarz, dunkelgrünlichschwarz bei Hypersthen,

im durchfallenden Lichte farblos bis grünlich- oder gelblichweiß bei Enstatit, gelblichweiß oder grünlichweiß bei Bronzit, hellrötlich oder grünlich bei Hypersthen.

Brechungsvermögen kräftig und steigend mit dem Gehalt an Fe, Doppelbrechung schwach mit positivem Charakter bei Enstatit und Bronzit, mit negativem bei Hypersthen, steigend mit dem Gehalt an Fe. — a = b, b = a, c = c. Fig. 43 und 44 zeigen die Spaltung und optische Orientierung von Enstatit und Hypersthen, Fig. 45 diejenige ihres Umwandlungsproduktes Bastit. Fig. 46 gibt die Krystallform und Lage der optischen Konstanten in sphärischer Projektion.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Enstatit, Zdjar Berg. Mähren (2.76 FeO) | $\alpha = 1.656$ | $\beta = 1.659$ | $\gamma = 1.665$ | Mallard (4) |
| „ Almeklovdal (5.20 FeO) | $\alpha_{na} = 1.6607$ | $\beta_{na} = 1.6658$ | $\gamma_{na} = 1.6715$ | K. Johannsen (5) |
| „ Fundort ? | $= 1.665$ | $= 1.669$ | $= 1.674$ | Offret (6) |
| „ Südafrika (3.5 % FeO) | $= —$ | $= 1.669$ | $= 1.675$ | Bowman (7) |
| Hypersthen, Labrador (10 % FeO) | $= 1.692$ | $= 1.702$ | $= 1.705$ | Michel-Lévy u. Lacroix (6) |
| „ Paulsinsel | $= 1.7158$ | $= —$ | $= 1.7270$ | J. E. Wolff. |

Am Bronzit von Kupferberg fand A. Des Cloizeaux $\beta_\varrho = 1.668$, an Hypersthen von Farsund $\beta_\varrho = 1.695$.

$\gamma - \alpha = 0.013 — 0.009$, $\gamma - \beta = 0.006 — 0.003$, $\beta - \alpha = 0.003 — 0.010$.

Der Winkel der optischen Axen ändert sich, worauf zuerst Tschermak [9]) aufmerksam machte, bedeutend mit dem Gehalt an FeO; bei Enstatiten und Bronziten ist die Vertikale spitze Bisektrix, bei Hypersthenen die Makrodiagonale. Die Dispersion ist schwach $\varrho < v$ für die ersten, stärker $\varrho > v$ für die letzten.

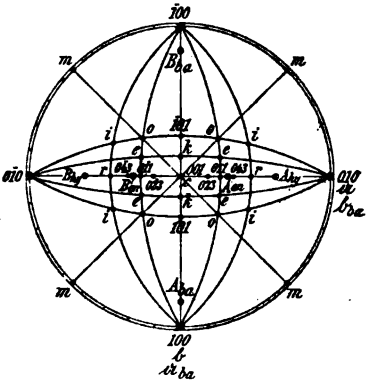


Fig. 46.
*en* = Enstatit, *hy* = Hypersthen, *ba* = Bastit.

| Negativer Axenwinkel in Öl für $\varrho$ oder Na | FeO + MnO | Fundort |
|---|---|---|
| 135° 24′ $\varrho$ | 5.5 | Geschiebe aus südafrikanischen Diamantwäschen Bowman (7) |
| 133° 8′ $\varrho$ | 2.76 | Zdjar Berg. Mähren. A. Des Cloizeaux (8). |
| 123° 58′ na | 5.20 | Almeklovdalen. Johannsen (5). |
| 123° 38′ $\varrho$ | 5.77 | Leiperville, Pennsylv. A. Des Cloizeaux (8). |
| 114° 15′ $\varrho$ | 11.14 | Ujordlarsuak, Grönland. „ |
| 112° 30′ na | 8.42 | Balsfjord. H. Rosenbusch. |
| 106° 51′ na | 9.86 | Kraubat. G. Tschermak. |
| 102° 0′ | 10.62 | Lauterbach. A. Des Cloizeaux (10). |
| 98° na | 13.58 | Meteorst. Breitenbach. V. von Lang (11). |
| 98° 22′ $\varrho$ | 15.14 | Farsund. A. Des Cloizeaux (8). |
| 85° 48′ na | 18.60 | Bodenmais. Fr. Becke (12). |
| 85° 39′ $\varrho$ | 22.59 | Paulsinsel. A. Des Cloizeaux (8). |
| 84° 18′ na | 19.70 | Aranyer Berg. Krenner (13). |
| 79° 48′ na | 27.70 | Krakatao „ (14). |
| 59° 28′ na | 33.60 | Mont Dore „ (13). |

Die Dispersion der optischen Axen fand A. Des Cloizeaux (10) für

Enstatit aus Meteorit von Breitenbach $2H_r = 98° 38'$ $2H_g = 98° 52'$ $2H_{gr} = 99° 43'$.
Hypersten vom Mont Dore $2E_r = 101° 47'$ $2E_g = 101° 7'$ $2E_{gr} = 100° 58'$.

Der Pleochroismus nimmt mit dem Gehalt an FeO an Intensität zu. An dickeren Platten ist bei Hypersthen a rötlichgelb bis bräunlichgelb, b braun bis rotbraun, c grün. In Dünnschliffen ist bei Hypersthen noch immer a rötlichgelb, b rötlichbraun, c graugrün. Bei Bronzit ist der grünliche Ton der parallel c schwingenden Strahlen noch immer von dem gelblichen bis graugelblichen, der nach a und b schwingenden Strahlen, aber nicht mehr diese untereinander deutlich zu unterscheiden. Die Axenebene liegt stets in der Ebene des grünen und bräunlichroten Strahles, so daß stets die schwächer pleochroitischen Längsschnitte den Austritt der negativen Bisektrix im konvergenten Lichte ergeben, die basalen Querschnitte den Austritt der positiven (Fig. 43, 44 und 46).

Reakt.: V. d. L. sind die Enstatite nicht schmelzbar, die Hypersthene schmelzen schwer zu grünschwarzem magnetischem Glase. Schm.-P. für Enstatit Bamle 1400°, Bronzit Kraubat 1370—1380, Hypersthen St. Paul 1190°—1210° nach Doelter, Bronzit 1410°, Hypersthen St. Paul 1270° bis 1280° nach Brun. — Von Säuren wird Enstatit nicht angegriffen, Hypersthen nur in der Hitze teilweise zersetzt. Selbst gegen kalte Flußsäure ist die Widerstandsfähigkeit groß genug, um eine Isolation der rhombischen Pyroxene aus den Ergußgesteinen zu gestatten bei nicht zu langsamer Arbeit.

Diagn.: Zur Unterscheidung von den monoklinen Pyroxenen dient hauptsächlich das Krystallsystem und die weit schwächere Doppelbrechung. Bei basalen Durchschnitten mit rechtwinkligen Spaltrissen liefern die rhombischen Pyroxene im konvergenten Lichte den Austritt der positiven Bisektrix, die monoklinen den Austritt einer Axe; bei Längsschnitten mit vollkommen parallelen Spaltrissen geben die rhombischen Pyroxene bei gerader Auslöschung zentralen oder randlichen Austritt der negativen Bisektrix oder optischen Normale, die monoklinen den Austritt einer optischen Axe oder der optischen Normale. Bei Austritt der optischen Normale haben die rhombischen Pyroxene gerade, die monoklinen schiefe Auslöschung. — Von den Ägirinen, die im konvergenten Lichte ähnliche Verhältnisse zeigen, unterscheiden sich die rhombischen Pyroxene, von Pleochroismus und der sehr verschiedenen Doppelbrechung abgesehen, durch den positiven Charakter der Längsrichtung gegenüber dem negativen bei Ägirin. — In den körnigen Gesteinen geben die Spaltblättchen nach der besten pinakoidalen Spaltung bei den rhombischen Pyroxenen den Austritt der optischen Normalen, beim Bastit den zentralen Austritt der negativen Bisektrix eines nicht großen Axenwinkels, bei Diallag den Austritt einer Axe. — Die sichere Unterscheidung der rhombischen und der monoklinen Pyroxene beruht wesentlich auf den Untersuchungen von A. Des Cloizeaux (15), G. Tschermak (16) und Fr. Becke (17).

**Vork.** Die derben, nur selten streng idiomorphen Enstatite (Protobastit), Bronzite und Hypersthene treten in den Gabbros, Noriten, Peridotiten und Pyroxeniten, sowie in den daraus abgeleiteten Serpentinen und in den olivinfelsartigen älteren Ausscheidungen basaltischer Gesteine auf (18). Die eisenarmen Glieder der Familie finden sich ebenso in den olivinreichen Gliedern der krystallinen Schieferformation und den daraus hervorgegangenen Serpentinen, oder associieren sich mit Mg-reichen Karbonaten und Chromit zu eigentümlichen Lagermassen, wie in dem von H. Rosenbusch (19) mikroskopisch beschriebenen Sagvandit. In hohem Grade charakteristisch, wenn auch keineswegs konstant, ist für diese derben rhombische Pyroxene eine fasrige Struktur (Bd. I. 2, Taf. IV, Fig. 2), wie wenn sehr dünne Säulchen parallel der Vertikalaxe aggregiert seien und langgestreckte zylindrische Kanäle zwischen sich lassen, die vielfach mit sekundären Eisenerzen oder auch mit Karbonaten gefüllt sind. Einschlüsse von Magnetit, Chromit und Picotit sind häufig, solche von Flüssigkeiten selten. Die Fe-reichen Glieder der Reihe enthalten fast konstant, wenn auch in wechselnden Mengen tafelförmige mikrolithische Interpositionen von einigermaßen halbmetallischem Habitus und einer mit der Dicke vom Opaken durch rotbraun, hellbraun, gelblich bis zum graugelblichweißen wechselnden Farbe. Durchsichtigkeit und Farbe wechseln mit der Dicke oft an einem und demselben Blättchen. Die selten ganz geradlinig begrenzten Blättchen haben angenähert rhombische, auch fast rechtwinklige bis ganz unregelmäßige Formen, die durch Abnahme der einen Dimension in kurze Säulchen übergehen. Sie liegen auf der Hauptspaltfläche a (100) in drei verschiedenen Richtungen geordnet: Die meisten mit ihrer Längsrichtung senkrecht zur Prismenaxe, andere in geringerer Menge parallel zu dieser und ein drittes System gegen die Prismenaxe um etwa 30° geneigt (Bd. I. 1, Taf. IX, Fig. 4). Auffallenderweise ist das letzte System immer nur einseitig, nicht, wie man erwarten würde, in symmetrischer Wiederkehr auf der anderen Seite von c vorhanden. Es verdient hierzu hervorgehoben zu werden, daß K. Johannsen (5) bei Enstatiten von Almeklovdalen in Söndmöre und Oedegaarden in Telemarken neben den normalen Spaltbarkeiten auch eine vorwiegend einseitige Absonderung nach einem Brachydoma (o k l) beobachtete, die mit c einen Winkel von 49°—52° bildete. Im reflektierten Lichte zeigen die beschriebenen Blättchen, deren Anwesenheit der Bronzit und Diallag den metallischen Reflex auf der Hauptspaltfläche verdanken, lebhafte Newtonsche Farben wegen ihrer geringen Dicke. Eine durchaus zuverlässige Deutung dieser Mikrolithe ist bisher nicht gelungen. Auch die Frage nach ihrer primären oder sekundären Natur ist kontrovers. Die größte Wahrscheinlichkeit dürfte die Deutung auf Titaneisenglimmer und primäre Natur für sich haben.

Sehr verbreitet ist die gesetzmäßige lamellare Durchwachsung der rhombischen Pyroxene mit monoklinen (Bd. I. 2, Taf. IV, Fig. 3), welche oft erst im polarisierten Lichte wahrnehmbar wird. Die rhombischen und monoklinen Lamellen sind dabei krystallographisch parallel zueinander geordnet, so daß die spitzen und die stumpfen Prismenwinkel beider zusammenfallen. Die Verwachsungsebene ist bald (010) bald (110), wovon man sich bei einer Senkung des Objektivs beim Studium von Schnitten nach (100) überzeugen kann, indem die Lamellengrenzen bald senkrecht, bald schräg gegen die Schlifffläche einfallen. In Schnitten nach (100) löschen beide Mineralien gerade aus, unterscheiden sich aber durch ihre verschiedene Doppelbrechung, in Schnitten nach (010) löschen die Lamellen des monoklinen Pyroxens schief aus und zwar öfter symmetrisch nach den beiden Seiten von (010), so daß sie also zueinander in Zwillingsstellung sich befinden, wie K. Johannsen (5) hervorhob. Die Dicke der Lamellen kann eine höchst geringe werden; durch Zerdrücken eines Präparats gelingt es gewöhnlich leicht, die beiderlei Lamellen zu trennen. — Auch mit Hornblendelamellen sind die derben rhombischen Pyroxene wohl derart verwachsen, daß die Flächen $\infty P\breve{\infty}$ (010) und die Vertikalaxen der beiden Mineralien zusammenfallen. Auch randliche Verwachsung der monoklinen und rhombischen Pyroxene ist in den Tiefengesteinen nicht selten.

Die idiomorphen Enstatite, Bronzite und Hypersthene der trachytischen und andesitischen Ergußgesteine aller geologischen Perioden weichen in ihrem Habitus sehr von den derben Vorkommnissen der Tiefengesteine und der krystallinen Schiefer ab. Es

fehlt ihnen gänzlich der parallele Aufbau aus kleineren Individuen und damit die fasrige Struktur. Ebenso fehlt die lamellare Durchdringung mit monoklinen Pyroxenen nahezu vollständig; an deren Stelle tritt oft eine parallele Verwachsung durch Juxtaposition, häufiger durch Umhüllung, wobei dann der monokline Pyroxen die äußere Schale bildet. Sehr selten kommt der umgekehrte Fall vor. Der äußere Augitsaum hat dann bald die Natur der mit den rhombischen Pyroxenen vergesellschafteten Einsprenglinge, bald die der Grundmassenaugite, wie Fr. Becke (20) hervorhob. Eine zonare Struktur mit Zunahme des Fe-Gehaltes nach außen erschloß derselbe Forscher aus der Abnahme des negativen Axenwinkels nach außen bei Hypersthenen der Insel Alborán. Die rhombischen Pyroxene der Ergußgesteine beherbergen gern Glaseier, aber nirgends die blättrigen Interpositionen der derben Vorkommnisse. — Das Vorkommen der rhombischen Pyroxene und ihre weite Verbreitung in den Ergußgesteinen wurde besonders von J. Blaas (21), Fr. Becke (22), J. Niedzwiedzki (23), J. Petersen (24), J. J. H. Teall (25), F. Teller und C. von John (26), Ch. W. Cross (27), Arn. Hague und J. P. Iddings (28), H. Reusch (29), Y. Kikuchi (30) u. a. dargetan.

Daß der von A. Koch (31) aus dem Andesit des Aranyer Berges beschriebene, gelbbraune und für triklin gehaltene Szabóit mit dem Hypersthen identisch sei, wies J. A. Krenner (32) nach und wurde auch analytisch durch Franz Koch bestätigt.

Umwandl. Unter der Einwirkung der Atmosphärilien wandeln sich die rhombischen Pyroxene der Tiefen- und der Ergußgesteine in blättrigen (Bastit, Schillerspat) oder auch in fasrigen Serpentin um (Bd. I. 2, Taf. IV, Fig. 4). In den Ergußgesteinen schreitet dieser Umwandlungsvorgang gern weiter vor bis zur vollständigen Zerstörung der Silikate, wobei der von ihnen eingenommene Raum dann von wechselnden Mengen von Karbonaten, Eisenhydroxyden oder Eisenoxyd und wohl auch von Quarz oder Opal erfüllt ist. Stets beginnt der Umwandlungsvorgang von den Spaltflächen und der Querabsonderung aus. — Von W. C. Brögger und Gerh. vom Rath (33) wurde zuerst die Umwandlung in Talk an den großen Enstatiten von Kjörrestad im Kirchspiel Bamle, Telemarken, beschrieben. Nach K. Johannsen (5) bildet sich hier zuerst auf den Spalten ein talkähnliches Mineral in Schüppchen, das nur 57—58 % $SiO_2$ enthält und neben dem sich der Eisengehalt als Magnetit ausscheidet. Darauf entsteht ein Bastit, dessen Stengel parallel der Vertikalaxe des Enstatits und dessen Hauptspaltfläche mit der des Enstatits parallel ist und aus diesem erst entwickelt sich der Talk der vollendeten Pseudomorphose.

Bei der Umwandlung der rhombischen Pyroxene (Enstatit und Bronzit) zu Bastit oder Schillerspat vollziehen sich alsbald Veränderungen im Elastizitätsellipsoid dieser Mineralien und zwar vertauschen sich die mit den horizontalen Axen zusammenfallenden Elastizitätshauptrichtungen, so daß $a = a$, $b = b$ und $c = c$ wird. Dann ist die Ebene der optischen Axen senkrecht zur Hauptspaltfläche und die Längsaxe ist spitze negative Bisektrix eines meistens großen Axenwinkels, der seiner Größe nach selbst in einem und demselben Spaltblättchen nicht unbeträchtlich schwanken kann. Ein solches Produkt der beginnenden Umwandlung ist der Diaklasit Hausmanns von der Baste bei Harzburg, der kaum sicher vom Bastit zu trennen ist. Die Spaltflächen des Minerals, das ganz den Bau des Mutterminerals bewahrt hat, nehmen metallischen Glanz bei fast messinggelber Farbe an, die Härte und das spezifische Gewicht sinken.

Bastit oder Schillerspat, heißt die vollendete Pseudomorphose von Serpentin nach rhombischen Pyroxenen, in derben blättrigen Krystalloiden in den Tiefengesteinen und krystallinen Schiefern, in idiomorpher Ausbildung, aber ebenfalls mit scheinbar fasriger Struktur, in den Ergußgesteinen. Anscheinend nie durchsetzen die Fasern des Bastits in ununterbrochener Fortsetzung das Muttermineral, sondern gehen immer nur von einer Querabsonderungsfläche zur nächsten (Bd. I. 2, Taf. IV, Fig. 4). Die Mikrostruktur und die Einschlüsse des Mutterminerals bleiben mit Ausnahme der Glaseier, welche vollkommen verschwinden, bei der Umwandlung erhalten; auf den Quersprüngen des Bastits, also auf den Absonderungsflächen der Muttermineralien, pflegen sich Eisenerze anzusammeln, oder sie sind auch wohl von verworren fasrigem Serpentin ausgefüllt. — Die Spaltung der Muttermineralien nach a (100) mit metallischem Schiller

bleibt erhalten und auf den Spaltflächen erscheinen die ursprünglichen Einschlüsse von poikilitisch eingewachsenem Olivin in Form matter schwarzgrünlicher Flecken von Serpentin. Die Spaltung nach m (110) wird undeutlich. — H. = 3.5—4. — Sp. G. = 2.6-2.8. — Brechungsvermögen schwach, etwa 1.5—1.6, ebenso die negative Doppelbrechung. — a = a, b = b, c = c. Fig. 45 u. 46. Auf der vollkommenen Spaltfläche tritt die negative Bisektrix eines spitzen Axenwinkels von wechselnder Größe aus. $2E_{Na}$ schwankt von 20° bis nahezu 90°. Dispersion $\varrho > v$. — Pleochroismus auch in dickeren Blättchen schwach, im Dünnschliff nicht wahrnehmbar. Mit dem Bronzeschiller auf der Hauptspaltfläche beschäftigte sich E. Reusch (38), mit seiner mikroskopischen Beschreibung Ch. E. Weiß (39) und R. von Drasche (40). — Durch Glühen wird der Bastit trübe und schmutzig grauschwarz bis bräunlich. Mit Säuren gelatiniert er mehr oder weniger leicht.

Eine Umwandlung des Hypersthens in Iddingsit beschreibt Fr. C. Calkins (41) aus Andesiten des John Day Basin im mittleren Oregon.

Bei dynamometamorphen Vorgängen wandeln sich die rhombischen Pyroxene in Hornblende um, ganz ähnlich wie die monoklinen. Für den Hypersthen stellte das zuerst G. H. Williams (34) an Gabbrogesteinen der Gegend von Baltimore fest.

Die künstliche Darstellung der eisenarmen rhombischen Pyroxene gelang wohl zuerst A. Daubrée (35) durch Krystallisation aus Schmelzfluß; auch dieselbe Weise erhielten ihn F. Fouqué und A. Michel-Lévy (36), Alf. Cossa (37) u. A.

Literatur. (1) Z. X. 7. 502. — (2) T. M. P. M. 7. 1886. 93. — (3) Z. D. G. G. 41. 1889. 301. — (4) C. R. 107. 1888. 302. — (5) Bihang till k. Vet. Akad. Handl. Stockholm 17. No. 4. — (6) A. Michel-Lévy et A. Lacroix, Min. des. roches. 1888. 261. — (7) Min. Mag. 12. 1900. 349. — (8) Nouv. Rech. 18. 1867. 555. 573. — (9) T. M. M. 1. 1871. 18. — (10) Man. de Min. 16. 1874. — (11) S. W. A. 59. 1869. 848. — (12) T. M. P. M. 3. 65. — (13) Z. X. 9. 262. — (14) Z. X. 10. 101. — (15) C. R. 52. 1861. 784. — (16) S. W. A. 59. 1869. 1. Abtl. und T. M. P. M. 1. 1871. 17. — (17) T. M. P. M. 5. 1883. 527. — (18) Trippke, N. J. 1878. 673. — (19) N. J. 1884. I. 195. — (20) T. M. P. M. 18. 1899. 537. — (21) T. M. P. M. 3. 1880. 479. — (22) H. Abich, Geol. Forschungen in den Kaukasusländern II. Wien 1882. 329. — (23) T. M. P. M. 2. 1872. 253. — (24) Mikrosk. u. chem. Untersuch. am Enstatitporphyrit aus den Cheviot Hills. Kiel 1884. — (25) Geol. Mag. 10. 1883. No. 225, 226 und 228. — (26) Jahrb. k. k. geol. R. 32. 1882. 589. — (27) Amer. Journ. 25. 1883. 139. — (28) Amer. Journ. 27. 1884. No. 162 und Amer. Journ. 26. 1883. 222. — (29) N. J. 1884. I. 45. — (30) Journ. Coll. Sc., Imp. Univ. Japan. Tokio. 3. 67. — (31) T. M. P. M. 1. 1878. 331. — (32) Z. X. 9. 1884. 255. — (33) S. B. A. 1876. 26. Oktober. — (34) Johns Hopkins University Circulars 1884. No. 30. — (35) C. R. 42. 1866. 290 und 669. — (36) Bull. Soc. min. Fr. 4. 1881. 279. — (37) Atti R. Accad. Linc. 1878. 5. Mai. — (38) Pogg. Ann. 120. 1863. 115. — (39) Pogg. Ann. 119. 1863. 459. — (40) T. M. P. M. 1. 1871. 10. — (41) Univ. of California Publ. Bull. Dep. of geology 3. 124. Berkeley 1902.

## Gruppe der rhombischen Amphibole.

Chem.: $(Mg, Fe)_4Si_4O_{12}$, bei Anthophyllit und Gedrit mit einem bis zu 2.75 % steigenden Gehalt von Konstitutionswasser, bei Gedrit mit schwankendem Gehalt an $Al_2O_3$, der bis zu 22 % steigt, bei beiden ein wenig CaO, sehr selten auch Alkalien.

a : b : c = 0.51375 : 1 : ? bei Anthophyllit von Franklin, Macon Co., N. Y

— $110 : 1\bar{1}0 = 54° 23'$

= 0.5229 : 1 : ? bei Gedrit von Fiskernäs, Grönland

$110 : 1\bar{1}0 = 55° 12'$

Morph.: m = ∞P (110), a = ∞P∞ (100), b = ∞P∞ (010), termi-

nale Flächen fehlen. Stenglige bis blättrige Individuen und Aggregate mit paralleler, büschelförmiger bis radialer Anordnung der Einzelindividuen.

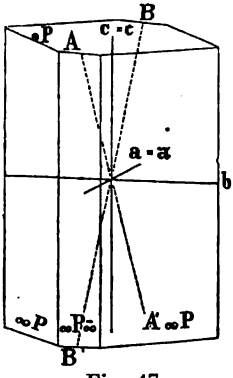


Fig. 47.

Koh.: Spaltung sehr vollkommen nach m (110), deutlich nach b (010), wechselnd deutlich nach a (100). — Querabsonderung gegen die Stengelaxe sehr verbreitet. Gelegentlich in Längsschnitten ein oder zwei Systeme wellig und wenig scharf unter spitzem Winkel gegen die Vertikale verlaufender Spalten, wahrscheinlich durch mechanische Deformation bedingt. — Bruch uneben. — H. = 5—6. — Sp. G. = 2.98—3.24.

Opt.: Glasglanz, auf Spaltflächen ins Perlmutterartige. — Farbe grün, rosarot, braun in verschiedenen Tönen, im durchfallenden Lichte farblos bis gelblich und rötlichbraun, auch wohl gelblichgrün und weißlichrosa. = Brechungsvermögen mäßig. Doppelbrechung stark. a = a, b = b, c = c (Fig. 47).

Anthophyllit Kongsberg $\alpha_{na} = 1.633$ $\beta_{na} = 1.642$ $\gamma_{na} = 1.657$ A. Michel-Lévy und A. Lacroix (1)

„ Franklin $= 1.6288$[1]) $= 1.6301$[2]) $= 1.6404$[2]) S. L. Penfield (2)

Gedrit Fiskernäs $\alpha_{rot} = 1.623$[1]) $\beta_{rot} = 1.6358$ $\gamma_{rot} = 1.6439$ N. V. Ussing (3)

Für die Doppelbrechung:

Kongsberg $(\gamma-\alpha)_{na} = 0.024$ $(\gamma-\beta)_{na} = 0.015$ $(\beta-\alpha)_{na} = 0.009$.
Franklin, Nord-Carolina $= 0.0116$ $= 0.0103$ $= 0.0013$.
Fiskernäs $(\gamma-\alpha)_{rot} = 0.021$ $(\gamma-\beta)_{rot} = 0.008$ $(\beta-\alpha)_{rot} = 0.013$.

Die Form der Elastizitätsellipsoide wäre danach auffallend verschieden. — Der Charakter der Doppelbrechung ist bei einigen Vorkommnissen positiv, also c die spitze Bisektrix mit $\varrho < v$, bei anderen negativ mit a als spitzer Bisektrix und $\varrho > v$ mit wechselnder Stärke. Am Anthophyllit von Franklin bestimmte S. L. Penfield (2) $2V_{li} = 90^\circ\ 4'$, $2V_{na} = 88^\circ\ 46'$, $2V_{tl} = 87^\circ\ 28'$ um die negative Bisektrix; er ist also positiv für rotes, negativ für gelbes und grünes Licht. Die Werte wurden berechnet aus $2H_o$ und $2H_a$, ebenso wurde daraus berechnet $\beta_{li} = 1.6276$, $\beta_{na} = 1.6353$, $\beta_{tl} = 1.6495$. — A. Des Cloizeaux (4) fand am Anthophyllit von Kongsberg um die negative Bisektrix $2V_{rot} = 96^\circ\ 12'$, $2V_{gelb} = 96^\circ\ 6'$, $2V_{blau} = 95^\circ\ 46$ mit $\beta_{rot} = 1.635$, $\beta_{gelb} = 1.637$, $\beta_{blau} = 1.643$. — Ussing (3) gibt für den Gedrit von Fiskernäs um die negative Bisektrix $2H_{rot} = 89^\circ\ 24'$, $2H_{gelb} = 89^\circ\ 6'$, $2H_{grün} = 88^\circ\ 45'$.

Die Beziehungen zwischen Axenwinkel und chemischer Konstitution ergeben sich aus folgender Tabelle von Ussing mit Zufügung der Daten Penfields:

[1]) Berechnet aus $\beta$, $\gamma$ und V.
[2]) An einem Prisma bestimmt.

| | Gedrit Ver. Staaten | Gedrit Gédres | Anthoph. Kongsberg | Anthoph. Franklin | Gedrit Fiskernäs | Gedrit Bamle |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46.74 | 43.58 | 55.16 | 57.98 | 46.18 | 51.80 |
| $Al_2O_3$ | 13.70 | 17.07 | 2.65 | 0.63 | 21.78 | 12.40 |
| $FeO + MnO$ | 28.09 | 15.96 | 15.04 | 10.70 | 2.77 | 3.67 |
| $MgO$ | 8.76 | 18.30 | 23.19 | 28.69 | 25.05 | 27.60 |
| Glühverlust + Alkalien und Wasser | 1.90 | 3.92 | 2.38 | 1.67 | 3.67 | 4.44 |
| | 99.19 | 98.82 | 98.42 | 99.67 | 99.45 | 99.91 |
| $+2V_{Na}$ um c | 74°0′ | 74°33′ | 80°2′ | 91°14′ | 101°27′ | 123°20′ |

Pleochroismus von wechselnder Stärke. Die parallel c schwingenden Strahlen sind hellgelbbraun oder grünlich bis farblos. Die senkrecht dazu schwingenden nelkenbraun in nicht zu dünnen Schliffen. Weibull (5) fand für die Schwingungen ‖ c bläulichgrau, ‖ b gelbgrün, ‖ a gelbweiß im Dünnschliff, im Krystall entsprechend blauschwarz, grünschwarz, dunkelgelb in den Anthophylliten der Anthophyllitschiefer von Södra Dalarne zwischen den Gruben von Vaskarbo und Damberget. Th. H. Holland (6) gibt c gamboga yellow, b claret red, a strohgelb für die Anthophyllite der Glimmerperidotitgänge im Lower Gondwana Indiens.

Reakt.: V. d. L. schwer schmelzbar zu schwarzem magnetischem Email. — Von Säuren werden Anthophyllit und Gedrit nicht merklich angegriffen. Schm.-P. für Anthophyllit Kongsberg 1230° (Brun), Hermannschlag 1340° Doelter.

Diagn.: Die Unterscheidung des Anthophyllits von monoklinen Amphibolen liefert das Krystallsystem beider, die Unterscheidung von allen anderen Mineralien die prismatische Spaltung nach dem Amphibolwinkel.

Vork. Anthophyllit und Gedrit haben keine konstante oder charakteristische Mikrostruktur. Sie umschließen gern Hämatitblättchen. Magnetitkörner, Picotitoktaeder und Biotitblättchen. Letztere liegen mit der Spaltfläche gewöhnlich auf den Prismenflächen, selten auf der Querfläche des Wirtes. Auch die im Hypersthen besprochenen mikrolithischen Interpositionen kommen bisweilen vor. — Lamellare Verwachsung mit monoklinem Amphibol (Strahlstein) ist nicht selten; beide Mineralien haben dann die Axen c und b gemeinsam. Auf Schnitten nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) erkennt man den Anthophyllit an dem senkrechten, den Strahlstein an dem schiefen Austritt einer negativen Bisektrix; in anderen Schnitten unterscheidet sie die Lage der Auslöschungsrichtungen.

Anthophyllit sowie Gedrit sind Mineralien des krystallinen Schiefergebirges und wesentliche Gemengteile der Anthophyllitschiefer, nicht eben seltene Übergemengteile der Hornblendeschiefer, woraus ihn schon Ch. W. Cross (7) von der Loire-Inférieure beschreibt. — Hj. Sjögrén (8) bearbeitete die Anthophyllitschiefer der Gegend von Kongsberg und Snarum in Norwegen und von Stansvik in Finland. — Fr. Becke (9) entdeckte den Anthophyllit in Verbindung mit Strahlstein als peripherisches Umwandlungsprodukt von Olivinfelsblöcken in eigentümlich zylindrischen, rundlich eckigen und unregelmäßigen Massen im Dioritschiefer von Dürnstein im niederösterreichischen Waldviertel und in den Gabbrogesteinen von Roßwein in Sachsen. In ganz analoger Ausbildung wie bei Dürnstein beschreibt A. Lacroix (13) radialstrahlige Anthophyllitschalen um Serpentin- und Biotitknauer im Serpentin von Saint-Préjet-Armendon, Hte-Loire, und G. Friedel (14) um Serpentinknauer von Saint-Germain-l'Herm in der Auvergne. Hier sind die einzelnen, farblosen Nädelchen z. T. von feinsten Häutchen von Ca-, Mg- und Fe-Karbonaten, die mit Salzsäure, und solchen von Opal, die mit Sodalauge entfernt werden konnten, umhüllt. Der so gereinigte Anthophyllit hatte

0.68 % Wasser, welches bei dunkler Rotglut und 2.75 % Wasser, welche erst bei der Schmelzung des Minerals entweichen. — Auch in Gneißen kommt er bisweilen in eigentümlichen Nestern in radialstrahliger Anordnung vor. — Gedrit war lange nur in losen Blöcken bei Gèdres im Héas-Tale in den Pyrenäen bekannt, die A. Lacroix (10) auf Granitkontakt zurückführte; er wies ein weiteres Vorkommen am Lac de Caillaouas im Tale der Neste de Louron nach in einem System paläozoischer Schiefer, die am Granitkontakt zu gneißartigen Hornfelsen von sehr wechselnder Zusammensetzung umgewandelt sind. Aus dem Sapphiringestein von Fiskernäs in Grönland beschreibt ihn N. V. Ussing (3). — In manchen Eruptivgesteinen der Gabbro- und Peridotitfamilie erscheint der Anthophyllit als Umwandlungsprodukt der Olivine. Als ursprünglichen Gemengteil betrachtet ihn Th. H. Holland (6) in den Glimmerperidotitgängen der Gegend von Darjeeling in Ostindien. —

Ch. Barrois (11) beschreibt einen Gemengteil der von ihm Kersantites quartzifères récentes genannten Eruptivgesteine Asturiens unter der vorläufigen Bezeichnung Gedrit. Derselbe bildet prismatische Krystalle, die in der Prismenzone neben einem mehr untergeordneten amphibolartigen Prisma beide Pinakoide herrschend zeigen, terminal mit einer Pyramide abschließen. Die Spaltbarkeit geht nach dem Prisma, ist aber nicht sehr vollkommen. Die Ebene der optischen Axen liegt senkrecht zur Prismenaxe, die Makrodiagonale ist Axe kleinster Elastizität. Der parallel der Prismenaxe schwingende Strahl ist blaugrün, der senkrecht dazu schwingende bräunlichgelb. Salzsäure greift das Mineral nicht an. Die Diagnose stimmt nicht mit Anthophyllit und Gedrit, doch gibt Barrois an, daß die Substanz viel Ähnlichkeit mit einem Gedrit von Superbagnères (Hte. Garonne) zeige.

Der Anthophyllit wandelt sich um in Talk.

G. Césaro (12) beschreibt von Edwards, St. Lawrence Co., N. Y. einen stark CaO. MnO und $H_2O$ führenden rhombischen Amphibol unter dem Namen Valleit mit $110 : 1\bar{1}0 = 54° 30'$; $a : b : c = 0.515 : 1 : 0.255$. Deutliche Spaltung nach (100), (010), (110), (012) und (001), Axenebene (010); negative Bisektrix a; $2E = 90° 28'$ mit sehr geringer Dispersion; $\gamma - \beta = 0.015$; H. = 4.5. — Sp. G. = 2.88. Leicht schmelzbar zur Kugel.

Literatur. (1) Min. des roches 1888. 150. — (2) Amer. Journ. **40**. 1890. 394. — (3) Z. X. **15**. 1890. 609. — (4) Nouv. Recherches, Mémoires de l'Institut. Paris 1867. 541. — (5) G. F. i Stockholm Förhdl. **18**. 1896. 379. — (6) Records Geol. Survey of India **30**. 1894. 129. — (7) T. M. P. M. **3**. 1881. 388. — (8) K. Vet. Akad. Förhdl. Stockholm 1882. Nr. 10. 5. — (9) T. M. P. M. **4**. 1882. 331 und 450. — (10) Bull. Soc. min. Fr. **23**. 1900. 43. — (11) Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille 1882. 134. — (12) Bull. Acad. Roy. Belgique **32**. 1896. 536. — (13) Minéralogie de la France **1**. 1893. 639. — (14) Bull. Soc. min. Fr. **25**. 1902. 102.

## Olivingruppe.

Chem.: $(Mg . Fe)SiO_4$. Oft kleine Mengen von Mn und Spuren von Ni nachweisbar. Ein geringer Ca-Gehalt ist nach A. Streng (46) an den Winkelwerten des Olivins erkennbar. — Fayalit = $Fe_2SiO_4$ mit geringem Gehalt an Mn und Mg.

$a : b : c = 0.46575 : 1 : 0.58651$. [1])

[1]) Schwankend mit der chemischen Zusammensetzung. Bei Forsterit von der Monte Somma, fast reinem Mg-Orthosilikat fand Arzruni (1) $a : b : c = 0.4666 : 1 : 0.5868$, bei Hyalosiderit von der Limburg am Kaiserstuhl mit 30 % FeO Max Bauer (2) $a : b : c = 0.4682 : 1 : 0.5900$, an fast reinem Fayalit des Yellowstone-Park S. L. Penfield (3) $a : b : c = 0.4584 : 1 : 0.5793$.

Morph.: a = ∞P∞ (100), b = ∞P∞ (010), m = ∞P (110), s = ∞P2̆ (120), h = P∞ (011), k = 2P∞ (021), d = P̄∞ (101), e = P (111) und andere Formen, darunter auch selten c = oP (001). — Habitus meistens tafelförmig, am häufigsten nach a (100), seltener nach b (010) und dann besonders in glasigen Gesteinen auffallend lang gestreckt nach der Vertikalaxe (Fig. 48 und 49). — Selten Durchkreuzungszwillinge nach h (011) mit c : c = 60° 47′, auch nach ½P∞ (012) mit c : c = 32° 41′, s und m. Brugnatelli (45) beobachtete am Olivin der Peridotite des Val Malenco die schon früher von A. Des Cloizeaux am Villarsit und Monticellit angegebene Zwillingsbildung nach (031) mit c : c = 59° 50′. — In glasigen Gesteinen oft Krystallskelette und Wachstumsformen. — Gerundete und korrodierte Körner. Körnige Aggregate.

| | |
|---|---|
| 110 : 1$\bar{1}$0 = 49° 57′ | 011 : 0$\bar{1}$1 = 60° 47′ |
| 120 : 1$\bar{2}$0 = 94° 4′ | 021 : 0$\bar{2}$1 = 99° 6′ |
| 101 : $\bar{1}$01 = 103° 6′ | 111 : 1$\bar{1}$1 = 40° 5′. |

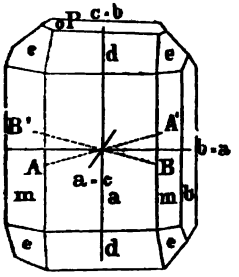



Fig. 48.

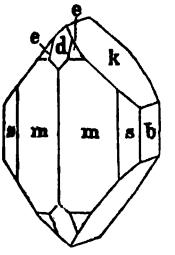



Fig. 49.

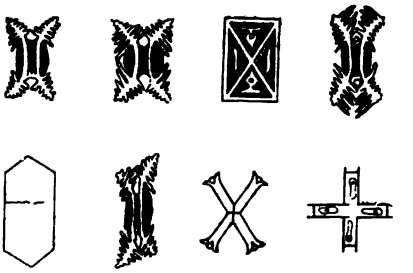


Fig. 50.

Zwillingsbildungen am gesteinsbildenden Olivin wurden zuerst von E. Kalkowsky (4) in basaltischen Gesteinen nachgewiesen. Die Individuen pflegen mit einer zur Zwillingsebene senkrechten Fläche verwachsen zu sein. Seltener sind sie als Berührungszwillinge nach der Zwillingsfläche ausgebildet, wie das R. Brauns (5) in Palëopikriten fand. Dann wiederholt sich auch die Zwillingsbildung mehrfach und die Grenze der Individuen gegeneinander, ist eine ziemlich unregelmäßige (Bd. I. 2, Taf. IV, Fig. 6). Am sichersten werden die Zwillinge in Schnitten nach der Querfläche (100) erkannt; hier bilden die Auslöschungsrichtungen der Individuen den Winkel von 60° 47′, wie die vertikalen Axen. — Zwillingsbildungen des Olivins nach ½P∞ (012) und ∞P2̆ (120) gibt Fr. Rinne (6) aus Limburgiten des Habichtswaldes, solche nach ∞P (110) Bruno Doss (7) aus den basaltischen Laven des Haurân an.

Außerordentlich mannigfach und oft beschrieben sind die Krystallskelette und Wachstumsformen des Olivins in den glasreichen Ergußgesteinen. Dieselben zeigen oft nur die einfach gegabelten Gestalten, wie auf Bd. I. 1, Taf. VI, Fig. 1, oft auch eine Art Hemimorphismus, wie auf Bd. I. 2, Taf. IV, Fig. 5, oft auch anscheinend monokline Symmetrie. Fig. 50, welche der Arbeit von Fel. Kreutz (8) über Vesuvlaven entnommen ist, möge eine Vorstellung von denselben geben. Weiteres findet man bei E. Cohen (9) und E. S. Dana (10) über Laven der Sandwich-Inseln, bei Fr. Rinne (11), der in Olivinskeletten der Vesuvlaven eine herrschende Längsrichtung parallel der brachydiagonalen Axe angibt, und bei anderen Autoren.

Koh.: Spaltung nach b (010) deutlich in kurzen, parallelen, oft schon im Krystall aufhörenden Rissen erkennbar, weniger gut die Spal-

tung nach c (001), am undeutlichsten oder ganz fehlend die nach a (100). — Unregelmäßige Zerklüftung sehr verbreitet und mit fortschreitender Umwandlung sich rasch mehrend. — Bruch muschlig. — H. = 6.5—7. — Sp. G. = 3.27—3.45.

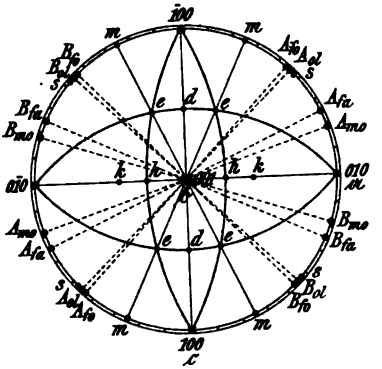


Fig. 51.

*ol* = Olivin, *fa* = Fayalit, *fo* = Forsterit, *mo* = Monticellit.

Opt.: Glasglanz. Selten farblos, meistens grün in verschiedenen Tönen bis grünschwarz, auch bräunlichgrün bis dunkelbraun, oft rot infolge von Umwandlungen. Im durchfallenden Lichte farblos bis grünlich, auch rot, durch Interpositionen von Eisenerzen in Gabbrogesteinen bisweilen undurchsichtig.

Hohes Brechungsvermögen (Bd I. 2, Taf. V, Fig. 1) und hohe Doppelbrechung mit nach der chemischen Zusammensetzung wechselndem Charakter. a = c, b = a, c = b (Fig. 48 u. 51).

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Olivin, Ostindien | $\alpha_{na}=1.6535$ | $\beta_{na}=1.6703$ | $\gamma_{na}=1.6894$ | K. Zimanyi (12) |
| „ Koswinsky, Kamen,[1]) Ural | =1.6543 | =1.6707 | =1.6896 | Duparc u. Pearce (15) |
| „ Fundort ? | =1.661 | =1.678 | =1.697 | Des Cloizeaux (13) |
| „ KoswinskyKamen[2]) | =1.6720 | =1.6899 | =1.7089 | Duparc u. Pearce (15) |
| Hortonolith, Monroe | =1.7684 | =1.7915 | =1.8031 | Penfield u. Forbes (14) |
| Fayalit, Rockport | =1.8236 | =1.8641 | =1.8736 | „ „ „ |

Für die Doppelbrechung:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Olivin | $(\gamma-\alpha)_{na}=0.0359$, | $(\gamma-\beta)_{na}=0.0191$, | $(\beta-\alpha)_{na}=0.0168$ |
| Fayalit | =0.0500, | =0.0095, | =0.0405 |
| Hortonolith | =0.0347, | =0.0116, | =0.0231. |

Die Beziehungen zwischen dem Eisengehalt und den optischen Eigenschaften zeigt folgende Tabelle von Penfield und Forbes (14):

| | FeO in % | $2V_{na}$ über a | $\beta_{na}$ | Charakter | Dispersion |
|---|---|---|---|---|---|
| Fayalit, Rockport | 68.1 | 49° 50′ | 1.864 | — | $\varrho > v$ |
| Hortonolith Monroe | 47.3 | 69° 24′ | 1.791 | — | $\varrho > v$ |
| Olivin, Auvergne | 13.0 | 89° 36′ | 1.692 | — | |
| „ Vesuv | 12.6 | 89° 42′ | | — | |
| „ Hawaii | 10.3 | 91° 2′ | | + | |
| „ Aegypten | 9.2 | 91° 19′ | 1.678 | + | |
| „ Neu-Mexiko | 8.6 | 91° 24′ | | + | |
| „ Unbekannt | | 92° 14′ | 1.678 | + | $\varrho < v$ |
| „ Ostindien | | 92° 45′ | 1.670 | + | |
| Forsterit, Vesuv | | 93° 50′ | 1.659 | + | |

Für die Dispersion der Axen:

Fayalit, Rockport $2H_{li}=57°27'$ $2H_{na}=56°32'$ $2H_{tl}=55°2'$

Olivin, Torre del Greco $2H_r=105°58'$ $2H_g=106°21'$ $2H_{blau}=107°14$ A. Des Cloiz. (16)

[1]) FeO = 8.2 %, $2V_{na}$ berechnet 86°, gemessen 83°, $\varrho < v$.

[2]) FeO = 10.7 %, $2V_{na}=88°$, $\varrho < v$.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Forsterit, Monte Somma | $2V_r = 86°\,1'$ | $2V_g = 86°\,10'$ | $2V_{blau} = 86°.32$ | A. Des Cloiz. (13) |
| „ „ „ | $2V_{li} = 85°\,35'$ | $2V_{na} = 85°\,41'$ | $2V_{tl} = 85°\,54'$ | A. Arzruni (1) |

Pleochroismus fehlt den Olivinen meistens ganz. Bei Fayaliten sind die parallel c = b schwingenden Strahlen in dickeren Platten orangegelb, die nach a = c und b = a schwingenden grünlichgelb. Im Dünnschliff erkennt man nicht mehr die wachsende Absorption in den farblos oder grünlich durchsichtigen, wohl aber in den rot durchsichtigen Olivinen (? Fayaliten), wie O. Mügge (17) an Azorengesteinen beobachtete. — Am Titanolivin aus kalabresischen archäischen Kalken gibt V. Novarese (18) starken Pleochroismus mit a goldgelb, b blaßgrünlichgelb an; er tritt hier neben Chondrodit auf.

Reakt.: Die eisenfreien und eisenarmen Olivine schmelzen nicht v. d. L., die eisenreichen schmelzen zu schwarzem magnetischem Glase. Schm.-P. für Fayalit 1075°, Hyalosiderit Sasbach 1240°, Olivin Ägypten 1400°—1410°, Forsterit Sardinien > 1460° nach Doelter, Olivin Eifel 1750° nach Brun. Beim Glühen werden Fe-reiche Olivine rot. Mit Salzsäure oder Schwefelsäure gelatinieren die Olivine langsam in der Kälte, rascher bei Erwärmung, die Fe-reichen leichter als die Fe-armen.

Diagn.: Olivin kann besonders in körnigen Aggregaten mit Diopsiden verwechselt werden. Letztere haben zwei gleichwertige Spaltbarkeiten, gegen welche die Auslöschungen diagonal liegen, die Olivine zwei recht ungleichwertige, denen die Auslöschungen in den Hauptzonen parallel laufen. Die Diopside gelatinieren nicht mit Salzsäure. Die Grundlagen für die Unterscheidung von Olivin (ol), Fayalit (fa), Forsterit (fo) und Monticellit (mo) liefert Fig. 51 auf S. 156.

Vork. Der Olivin der Tiefengesteine, mancher Alkalisyenite, der Olivingabbros und der Olivinnorite, sowie der älteren konkretionsartigen Ausscheidungen in Eruptivgesteinen, sog. Olivinfelseinschlüsse, ist im allgemeinen nicht idiomorph, sondern hypidiomorph, obschon er älter ist, als seine Begleiter. Nur in den poikilitisch struierten Peridotiten pflegt er idiomorph zu sein. Sehr eisenreiche Varietäten scheinen hier nicht vorzukommen. Er umschließt gern Kryställchen von Magnetit, Ilmenit, Apatit, Picotit und Chromit in regelloser Anordnung. Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht selten. In manchen Gabbrotypen sind die Olivine bis zur Undurchsichtigkeit erfüllt mit nadel- und tafelförmigen Mikrolithen von metallischem Habitus, vielleicht einem Titaneisenerz angehörig. — Eine gesetzmäßige Verwachsung des Olivins mit Titanolivin, wobei die Fläche (010) des letzten mit der Fläche (100) des ersten zusammenfüllt, beobachtete Brugnate (45) im Serpentin des Val Malenco.

Der Olivin der Gang- und Ergußgesteine, Lamprophyre, Diabase, Melaphyre, Basalte aller Arten, Basanite und Limburgite bildet vorwiegend idiomorphe, allerdings sehr oft stark korrodierte Einsprenglinge der intratellurischen Periode. Er ist älter als die Biotite, Amphibole und Pyroxene, die ihn begleiten, besitzt öfter eine recht versteckte Zonarstruktur mit nach außen zunehmendem Fe-Gehalt, der sich nach Al. Sigmund (19) durch Veränderung des Winkels der optischen Axen kundgibt, und umschließt sehr regelmäßig Magnetit, Chromit, Picotit und Apatit in zierlichen Krystallen, ebenso Glaseier und Flüssigkeitseinschlüsse, unter denen auch solche von flüssiger $CO_2$ nachgewiesen wurden. Eisenreiche Arten, Hyalosiderit und Fayalit, sind hier recht häufig. In manchen Basalten, besonders solchen mit intersertaler Struktur, zeigt der Olivin gesetzmäßige Verwachsungen mit Ilmenit; die Täfelchen dieses Minerals liegen parallel dem Makropinakoid des gewöhnlich nach der Brachydiagonale gestreckten Olivins

und ragen aus diesem heraus in die Gesteinsmasse hinein in oft sehr zierlichen Ketten, an die sich dann wieder Olivinsäulchen senkrecht ansetzen und so fort, so daß sehr regelmäßige Olivin-Ilmenitsysteme entstehen. Sie wurden zuerst von H. Reusch (20) in Basalten von Jan Mayen, dann auch von Schauf (21) im Säulenbasalt von Kesselstadt in der Wetterau, von A. Streng (22) im Dolerit von Londorf, von E. S. Dana (10) in Laven der Sandwich-Inseln, von Br. Doss (7) in solchen vom Haurân beschrieben. — Seltener findet man in den Ergußgesteinen eine Wiederholung der Olivinbildung in zweiter Generation. — Akzessorisch erscheint der Olivin auch in saueren Eruptivgesteinen und merkwürdigerweise gern in alkalireichen, wie den Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten, Essexiten, Trachyten u. a. — Das schon von G. Rose beobachtete, von Iddings und Penfield (23) beschriebene Vorkommen von Fayalit neben Quarz, Tridymit und Alkalifeldspat in den Lithophysen des Obsidians des Yellowstone National Park und von Lipari ist pneumatolytischen Ursprungs. Ihm entspricht das Erscheinen des Fayalits im Pegmatit der Alkaligranite von Rockport, Mass (14).

Im Bereich der krystallinen Schiefer ist der Olivin teils akzessorischer, teils wesentlicher Gemengteil in einer Gesteinsreihe, an deren einem Ende Dolomite und dolomitische Kalke stehen, während das andere Ende aus reinen Silikaten mit hohem Mg- und Fe-Gehalt besteht. Zu dieser Reihe gehören manche Amphibolite, Pyroxenite und Eklogite, auch der Eulysit, und manche Talkschiefer. Der Habitus dieser Olivine ist derjenige der Tiefengesteine, doch scheinen die reichlichen Einschlüsse von Eisenerzen zu fehlen. Chromit, Picotit und Pleonast treten nur vereinzelt auf.

Die normale Umwandlung des Olivins unter Einwirkung der Atmosphärilien führt zu einem Gemenge von Karbonaten mit Limonit und Quarz oder Chalcedon, bzw. Opal. Im ganzen ist dieser Vorgang ziemlich selten zu beobachten, besonders bei Olivindiabasen, Melaphyren, Basalten und manchen Lamprophyren. Die Karbonate sind keineswegs immer Magnesit oder verwandte, sondern sehr oft Calcit, so daß eine Verdrängung des Mg durch Ca statt hat. Reste von Serpentin deuten oft darauf hin, daß vielleicht die Serpentinisierung der eigentlichen Verwitterung vorausgeht. — Die Umwandlung des (manganfreien) Olivins eines Basaltes von der Grube Louise und von dem Basaltkegel Kissenich bei Horhausen im Westerwald in Manganosphärit (radialstrahligen Oligonspat), welche K. Busz (24) beschreibt, zeigt auch die Ersetzung des Mg durch ein anderes Metall.

Am weitaus verbreitetsten ist die zuerst von G. Tschermak in ihrer Bedeutung erkannte Umwandlung des Olivins zu Serpentin; dieselbe beginnt immer von der Oberfläche und von den Spalten aus und führt zu einer Faserbildung unter gleichzeitig partieller Abscheidung des Eisengehalts in der Form von Eisenoxyd, Eisenoxydhydrat und Magnetit. Die fasrigen Neubildungen von grünlicher bis gelblichgrüner Farbe stehen senkrecht auf den Krystallumrissen und den pinakoidalen Spaltflächen. Da der Angriff von allen sich wirr kreuzenden Rissen und den Rändern aus gleichzeitig stattfindet, so sieht ein solcher in Umwandlung zu Serpentin begriffener Olivin maschig aus. Die Serpentinschnüre bilden das Netzgewebe, dessen Maschen noch frischen Olivin enthalten (Bd. I. 2, Taf. V, Fig. 2). Mit dem Fortschreiten des Prozesses reißen infolge der mit der Serpentinisierung verbundenen Volumzunahme stets neue Spalten auf und ermöglichen so die immer weitere Ausbreitung der Neubildungen bis zur vollständigen Umwandlung des Olivins. — Daß die Serpentinisierung der Olivine in manchen Fällen auch von den Flächen des Brachydomas $2P\bar{\infty}$ (021) aus beginnt und vorschreitet, wurde zuerst von Fr. Rinne (18) und Söllner (47) in basaltischen Gesteinen der Rhön und des Weser-Gebietes beobachtet. Der Prozeß schreitet dann oft von innen nach außen vor, so daß bisweilen ein vollkommen serpentinisierter Kern von einem schmalen Rande durchaus frischen Olivins umgeben ist. Fr. Becke (25) beobachtete die Umwandlung des Olivins der Dunite vom Enzinger Boden, Sprengkogel und Rattenkopf im Stubachtale in die Antigoritform des Serpentins. Die Schüppchen des Antigorits siedeln sich allenthalben auf den Spalten der Olivinkörner an und zersprengen und zerteilen diese bei fortschreitender Bildung, ohne daß dabei eine Maschenstruktur entstünde; E. Weinschenk (26), der die Angaben Beckes bestätigt und denselben

Vorgang aus der Gegend von Prägraten beschreibt, fand größere Antigoritblättchen auf den Brachydomenflächen des Olivins liegend, und deutet sie als primäre Gesteinsgemengteile. Die Umwandlung in Antigorit hatte Fr. Eichstädt (27) schon im Norrland in Schweden erkannt, wie Fr. Becke hervorhebt, unter Betonung des Umstandes, daß Antigoritserpentine nur in stark gefaltetem Gebirge erscheinen.

Unter dem Namen Iddingsit beschrieb A. C. Lawson (28), an frühere Mitteilungen von Iddings (29) anknüpfend, eine homogene Pseudomorphose nach Olivin im Carmeloit, welche auch in Basalten, Melaphyren und Diabasen eine beträchtliche Verbreitung hat. Es ist dieselbe, welche von H. H. Arnold-Bemrose (30) aus Olivintholeiiten von Derbyshire als Potluck und Peak Forest Pseudomorphose nach Olivin genau geschildert wurde. Krystallform des Olivins, dessen Flächenbezeichnung beibehalten wird. Glimmerähnlich vollkommene Spaltung nach a (100). Spaltrisse gern klaffend. — $a = a$, $b = b$, $c = c$. Brechungsvermögen schwach, Doppelbrechung stark. Auf der Spaltfläche senkrecht die negative Bisektrix eines kleinen bis sehr kleinen 2E. Axenebene in b (010). — Farbe bronzegelb mit metallischem Glanz auf der Spaltfläche, hellbraun bis tiefbraun, bräunlichrot. Pleochroismus stark zwischen tief kastanienbraun bis citronengelb oder gelblichgrün in Querschnitten zur Spaltbarkeit, schwach bis unmerklich in Spaltflächen. Die tiefen Farben sind nicht immer vorhanden und scheinen besonders bei nicht ganz frischen Vorkommnissen aufzutreten. — In vielen Gesteinen sind die Farben für Schwingungen parallel c tief gelblichgrün, hellgrünlichgelb für solche senkrecht zu c. — H. = 2.5. — Sp. G. = 2.839. Leicht zersetzbar durch HF; mit heißer HCl nach längerer Digestion vollständige Auflösung unter Ausscheidung pulveriger $SiO_2$. — Unschmelzbar v. d. L. — Gibt Wasser im Kölbchen, aber weniger als Serpentin. In der salzsauren Lösung wurde Fe, Ca, Mg, in der Flamme Na nachgewiesen. Al fehlt. Doch gibt Arnold-Bemrose auch die Anwesenheit von Al und K an, nennt aber Ca nicht. — Fr. Leslie Ransome (31) gibt an, daß der Iddingsit nach der Vertikalaxe faserig gebaut sei. — Manche ältere Angaben über Pseudomorphosen von stark pleochroitischem Serpentin oder von Biotit nach Olivin dürften auf Iddingsit zu deuten sein. Durch Verwitterung des Iddingsits entsteht nach manchen Angaben Serpentin, oder es scheidet sich reichlich Eisenhydroxyd aus.

Radialstrahlige grüne Massen als Umwandlungsprodukt von Olivin, die als Delessit, Grengesit oder Chlorophäit gedeutet wurden, beschrieb F. Zirkel vom Arthurs Seat bei Edinburgh, M. Boule (32) aus dem Velay, u. a.

Eine randliche Rotfärbung durch ausgeschiedene Eisenoxyde ist äußerst verbreitet und deutet wohl auf randlich höheren Gehalt an dem Fayalitmolekül (Bd. I. 2, Taf. V, Fig. 3). Merkwürdig ist, daß dabei die äußerste Schale oft ungefärbt bleibt, worauf Al. Sigmund (19) aufmerksam machte.

Verdrängungspseudomorphosen von Opal nach Olivin beschrieben Kolenko (33) von der Banks Halbinsel auf Neu-Seeland, A. Schwantke (34) aus Tuffen der Gegend von Ofleiden in Hessen.

In den lamprophyrischen Ganggesteinen der Kalk-Alkaligesteine ist die zuerst von Fr. Becke (35) im niederösterreichischen Waldviertel beobachtete Pseudomorphosierung der Olivineinsprenglinge in einen Filz von Amphibolnadeln mit spärlich beigemengtem Chlorit oder Serpentin und Magnetit außerordentlich verbreitet. Er nennt diese Gebilde Pilit (Bd. I. 2, Taf. V, Fig. 4). B. Kolenko (36) fand sie auch in Olivindiabasen des Gouvernements Olonetz in Rußland. Vielleicht hängt hiermit die häufige Neubildung von Strahlstein aus serpentinisiertem Olivin in den Serpentinen des krystallinen Schiefergebirges und in Pikriten zusammen. — Auch der Fayalit der alkalischen Granitpegmatite von Rockport wandelt sich nach C. H. Warren (48) randlich in einen sehr eisenreichen Anthophyllit um.

Die Umwandlung von Olivin in Talk findet sich in manchen Minetten und Kersantiten.

Die Umwandlung des Olivins in diopsidischen Pyroxen beobachtete Fr. Becke (50) in den Dunitserpentinen aus dem Stubachtale in Tirol, Monteanu-Murgoči (51) in den Karpathen, Brugnatelli (52) im Serpentin des Val Malenco.

Einer durchaus anderen Kategorie von Umwandlungsphänomenen gehören die kelyphitischen Neubildungen aus Olivin und die Umbildung desselben in Amphibolmineralien unter Beeinflussung durch die angrenzenden Gesteinsgemengteile an, welche zuerst A. E. Törnebohm (37) aus schwedischen Gabbrogesteinen beschrieb. Über deren weite Verbreitung und die Beschreibung, vgl. d. Buch, Bd. II. 3. Aufl. Stuttgart 1896. 314 ff. — Ebenso ist hierher eine sehr merkwürdige Umwandlung des Olivins in grüne Diopsidaggregate mit einem dunklen Mantel von Biotitblättchen zu rechnen, welche in Alkalisyeniten und Essexiten weit verbreitet ist. Derartige Umwandlungen gehören offenbar der Bildungsperiode der Gesteine an.

Die künstliche Darstellung des Olivins, des Fayalits und der entsprechenden Manganverbindung durch direkte Schmelzung und daraus erfolgte Krystallisation der Bestandteile allein oder unter Zufügung eines Schmelzmittels ($MgCl_2$, $CaCl_2$ usw.) gelingt überaus leicht und wurde schon von Berthier ausgeführt. Daß aus dem Schmelzfluß eines Gemenges basischer Silikate (Olivin, Pyroxen oder Olivin, Pyroxen und Feldspat) der Olivin zuerst auskrystallisiere, wurde durch die Versuche von Daubrée an Meteoriten, ganz besonders durch diejenigen von F. Fouqué und A. Michel-Lévy (39) an Basalten und basaltischen Magmen dargetan. — Die Verbreitung des Olivins, Fayalits und der entsprechenden Manganverbindung in den Hochofenschlacken ist zu bekannt, um einer Erwähnung zu bedürfen, und wurde in neuerer Zeit besonders von J. H. L. Vogt studiert.

Der Forsterit ist ein Mineral der dynamometamorphen und kontaktmetamorphen körnigen Kalke. Er bildet teils idiomorphe, teils rundliche oder eiförmige Individuen, die bald nach der Axe c, bald nach a gestreckt sind. Spalt. nach (010) deutlich, auch nach (001). — H. = 6—7. — Sp. G. = 3.21—3.32. — Die optische Orientierung ist die der Olivine (Fig. 51 auf S. 156), Licht- und Doppelbrechung ähnlich, aber geringer als bei Olivin. $\beta_\varrho = 1.657$, $\beta_\gamma = 1.659$, $\beta_v = 1.670$, $2V_\varrho = 86^\circ\ 1'$, $2V_\gamma = 86^\circ\ 10'$, $2V_v = 86^\circ\ 32'$ nach A. Des Cloizeaux. E. Weinschenk (40) beschrieb ihn von der Hinterwiese und von Kropfmühl bei Passau. — Daß der für Monticellit gehaltene Gemengteil der körnigen Kalke der Schelinger Matten im Kaiserstuhl Forsterit sei, erkannte A. Knop (41). — Reichliche Einschlüsse von Spinell fand A. Lacroix (49) im Forsterit der kontaktmetamorphen Kalke von Fajou bei Caussiou, Ariège, und aus dem Ercé-Tale desselben Departements. Am letztgenannten Fundorte erwies sich der Forsterit als eine Pseudomorphose nach Dipyr, der oft noch im Kern erhalten ist und sich dann gegen das peripherische Forsterit-Spinell-Aggregat durch eine fasrig-blättrige Zone von farblosem Glimmer scheidet.

Monticellit, $MgCaSiO_4$, ebenfalls dem körnigen Kalk angehörig, ist ein olivinähnliches Mineral, welches von vielen Mineralogen für isomorph mit Olivin gehalten wird. $a : b : c = 0.4337 : 1 : 0.5757$. — Formen olivinähnlich. Spaltung nicht wahrnehmbar. H. = 5—6. — Sp. G. = 3.12—3.275. — Glasglanz, farblos durchsichtig. — $a = c$, $b = a$, $c = b$. Optisch negativ (Fig. 51 auf S. 156). — An Krystallen von Magnet Cove nach S. L. Penfield und E. H. Forbes (14)

$\alpha_{na} = 1.6505$ $\beta_{na} = 1.6616$ $\gamma_{na} = 1.6679$ ($\beta_{li} = 1.6594$, $\beta_{tl} = 1.6653$)
$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0174$ $(\gamma-\beta)_{na}$ 0.0063 $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0111$
$2V_{li} = 37^\circ\ 51'$ $2V_{na} = 37^\circ\ 31'$ $2V_{tl}$ $36^\circ\ 28'$.

V. d. L. nur an den Kanten schmelzbar. In Salzsäure löslich.

Die Umwandlungen in serpentinähnliche Substanz und in Fassait beschrieb Gerh. vom Rath (42) an Vorkommnissen von Pesmeda und Toal della Toja am Monzoni in Tirol. Nach P. von Sustschinsky (44) ist das Muttermineral jedoch Forsterit. Nach diesem Autor treten an den genannten Fundorten auch Pseudomorphosen von Spinell nach Forsterit auf.

Literatur. (1) Z. X. **25**. 1895. 471. — (2) N. J. 1887. I. 1. — (3) Amer. Journ. **30**. 1885. 59. — (4) Z. X. **10**. 1885. 17. — (5) Z. D. G. G. **40**. 1888. 466. — (6) S. B. A. **46**. 1889. 1011. — (7) T. M. P. M. **7**. 1886. 491. — (8) T. M. P. M. **6**. 1885. 142. — (9) N. J. 1880. II. 23. — (10) Amer. Journ. **37**. 1889. 441. — (11) N. J. 1891. II. 272. — (12) Z. X. **22**. 1894. 338. — (13) Nouv. Rech. Mém. Institut France. **43**. 591. — (14) Z. X. **26**. 1896. 143 und Amer. Journ. **51**. 1896. 129. — (15) Rech. géol. et pétrogr. sur l'Oural du Nord. Genf 1902. I. S. 125. 159. — (16) Man. de Min. 31. — (17) N. J. 1883. II. 205. — (18) Jahrb. kön. preuß. geol. Landesanstalt für 1892. Berlin 1893. — (19) T. M. P. M. **16**. 1897. 353. — (20) The Norwegian North-Atlantic Expedition 1876—1878. Christiania 1882. — (21) Ber. Senckenb. naturf. Ges. Frankfurt a/M. 1892. — (22) N. J. 1888. II. 181. — (23) Amer. Journ. **30**. 1885. 58 und **40**. 1891. 75. — (24) N. J. 1901. II. 132. — (25) T. M. P. M. **14**. 1894. 271. — (26) Abhdl. k. bayer. Akad. Wiss. München **18**. 653. 1894. — N. J. 1895. I. 221. — (27) G. F. i Stockholm Förhdl. **7**. 333. — (28) Bull. Dep. of geology. Univ. of California **1**. 1893. 31. — (29) U. S. geol. Survey, Monographs **20**. 388. — (30) Q. J. G. S. **50**. 1894. 603. — (31) Bull. Dep. of Geology Univ. of California **1**. 1893. 71. — (32) Bull. Service de la Caste géol. de la France. Paris 1892. Nr. 28. — (33) N. J. 1885. I. 1. — (34) N. J. Centralblatt 1901. 65. — (35) T. M. P. M. **5**. 1883. 163. — (36) N. J. 1885. II. 90. — (37) N. J. 1877. 383. — (38) C. R. **72**. 1866. 200. — (39) C. R. **93**. 1881. 674 und Bull. Soc. min. Fr. **4**. 1881. 275. — (40) Z. X. **28**. 1897. 145. — (41) Z. X. **13**. 1887. 236. — (42) Pogg. Ann. **155**. 24. — (43) N. J. 1878. 380. — (44) Z. X. **37**. 1902. 64. — (45) Z. X. **39**. 216. — (46) N. J. 1888. II. 181 und Schwantke, N. J. B. B. **18**. 498. — (47) Jahrb. kön. preuß. geol. Landesanstalt für 1901. Berlin 1902. — (48) Amer. Journ. **16**. 1903. 339. — (49) Bull. Soc. min. Fr. **24**. 1901. 14. — (50) T. M. P. M. **14**. 1895. 275. — (51) Über die Einschlüsse von Granat, Vesuvianfels usw., Bull. Soc. des Sciences de Bukarest **9**. 1900. 21. — (52) Z. X. **39**. 1904. 217.

## Humit.

Chem.: $Mg_5[Mg(F.OH)]_2(SiO_4)_3$ mit wechselnder Vertretung des Mg durch Fe nach S. L. Penfield und W. F. H. Howe (1).

a : b : c = 1.08028 : 1 : 4.40131 [1]) nach Gerhard vom Rath (2).

Morph.: Krystallformen sehr selten erkennbar an den gesteinsbildenden Humiten. Runde bis eiförmige Körner, die Längsrichtung dann bald nach der Vertikalen, bald nach der Brachydiagonalen. — Zwillinge nach einem Querprisma (107) oder (307) nicht eben selten, teils mit unregelmäßiger Durchdringung, teils lamellar.

001 : 111 = 80° 32′ 001 : 107 = 30° 13′ 001 : 101 = 76° 13′
100 : 111 = 47° 56′ 001 : 307 = 60° 13′
010 : 111 = 43° 37′.5 001 : 011 = 77° 12′

Koh.: Spaltung nach oP (001) in hinreichend dünnen Schliffen

[1]) Die längere horizontale Axe ist mit Rücksicht auf die Beziehungen zu Chondrodit und Klinohumit zur X-Axe gemacht.

deutlich. Unregelmäßige Zerklüftung, wie bei Olivin, sehr verbreitet. Bruch unvollkommen muschlig. — H. = 6.5. — Sp. G. = 3.1–3.2.

Opt.: Glasglanz. Farblos, gelb in verschiedenen Nuancen, kastanienbraun, rotbraun. Im Dünnschliff farblos oder gelblich, Lichtbrechung kräftig, starke positive Doppelbrechung. a = a, b = c, c = b. — Am Humit von Nordmarken nach H. Sjögrén (3)

$$2V_{li} = 68^\circ\ 1', \quad 2V_{na} = 67^\circ\ 54', \quad 2V_{tl} = 67^\circ\ 44'.$$
$$\beta_{na} = 1.643, \quad \gamma - \alpha = 0.032 - 0.038$$

nach A. Michel-Lévy und A. Lacroix (4).

Pleochroismus bei farblosen Durchschnitten nicht wahrnehmbar, bei gelber Farbe a goldgelb, b = c blaßgelblich bis farblos.

Reakt.: V. d. L. nicht schmelzend. Mit Säuren unschwer gelatinierend.

Diagn.: Die Unterscheidung des farblosen Humits von Olivin kann sehr schwierig werden. Man beachte, daß bei Humit die Ebene der optischen Axen parallel der Spaltbarkeit, bei Olivin zur deutlichsten Spaltbarkeit senkrecht liegt.

Vork. Der Humit ist ein nicht eben häufiger Gemengteil körniger Dolomite und Kalke, bisweilen verwachsen mit Klinohumit. Er geht ebenso wie Olivin in Serpentin über und entwickelt dann in derselben Weise eine charakteristische Maschenstruktur. Brucit ist ein nicht seltenes Nebenprodukt bei diesem Vorgang.

Literatur. (1) Z. X. 23. 1894. 78. — (2) Pogg. Ann. 1871. Ergänzungsband 5. 321. — (3) N. J. 1894. II. — 236 —. — (4) Bull. Soc. min. Fr. 9. 1886. 81.

## Lievrit.

Chem.: $Ca\overset{II}{Fe}_2(\overset{III}{Fe}OH)(SiO_4)_2$, mit wechselnder bis zu fast 9 % steigender Vertretung von $\overset{II}{Fe}$ durch Mn.

a : b : c = 0.6665 : 1 : 0.4427; Des Cloizeaux. Mit dem Gehalt an Mn wachsen die Axen a und c. — $110 : 1\bar{1}0 = 67^\circ\ 22'$, $101 : \bar{1}01 = 67^\circ\ 11'$.

Morph.: m = ∞P (110), s = ∞P$\breve{2}$ (120), h = ∞P$\bar{2}$ (210) u. a. Prismen, P = P$\bar{\infty}$ (101), o = P (111), b = ∞P$\bar{\infty}$ (010) u. a. Formen. Prismen vertikal gestreift, P und o oft parallel der Kante 111 : 101. Habitus schlank säulenförmig nach der Vertikalaxe, selten abgeplattet nach (010). — Stenglig-fasrige Aggregate. Derbe Massen.

Koh.: Spaltung nach b (010) deutlich, auch, aber mikroskopisch selten wahrnehmbar, nach c (001) und a (100). Bruch uneben. H. = 5.5—6. — Sp. G. = 4.05.

Opt.: Lebhafter Glasglanz, oft ins Halbmetallische oder etwas fettartig. — Farbe sammetschwarz bis eisenschwarz. Strich schwarz, ins Bräunliche oder ins Grünliche. Nur in dünnsten Lagen durchscheinend mit brauner oder grüner Farbe. — Ebene der optischen Axen ist a (100), die Vertikalaxe spitze Bisektrix eines großen 2V nach Lorenzen (1) an grönländischem Lievrit. Nach O. B. Böggild (2) ist ebenso a = b, b = a, c = c und der Charakter also positiv. — Pleochroismus deutlich

mit bräunlichgelb für Schwingungen parallel a, braun parallel b, grün parallel c, Absorption $c > b > a$ mit fast vollständiger Absorption der nach c und b schwingenden Strahlen, übereinstimmend nach Böggild an grönländischem, L. Gentil (3) an algerischem Lievrit und nach Beobachtungen von E. A. Wülfing, der an einem Prisma von 12° $\beta = 1.89$ bestimmte und 2E auf etwa 60° schätzte. — Nach Böggild zeigt der Lievrit deutlichen Pleochroismus auch im reflektierten Lichte; Schwingungen parallel c haben grünliche, solche nach a und b bräunliche Farbe.

Reakt.: Schmilzt leicht zu magnetischer Kugel. Gelatiniert rasch mit HCl.

Diagn.: Vom Ainigmatit unterscheidet den Lievrit das Krystallsystem, die Spaltung, das chemische Verhalten und der Umstand, daß im Lievrit die parallel der besten Spaltbarkeit schwingenden Strahlen am stärksten absorbiert werden, bei Ainigmatit die zur Spaltung fast senkrechten Schwingungen.

Vork. Auf den Eisenerzlagern von Rio Marina und Capo Calamita auf Elba und Campiglia in Toscana tritt der Lievrit mit Augit zusammen gesteinsbildend auf. In Nassau erscheint er bei Herborn, Herbornseelbach und Roth weit verbreitet im Kontakt von Diabas mit devonischem Tentakulitenschiefer in Gesellschaft von Manganpyroxenen. — Sehr verbreitet ist er als Umwandlungsprodukt von Arfvedsonit und Ägirin in den Alkalisyeniten, -Graniten und Eläolithsyeniten Grönlands und anderer Gegenden. — Oberflächlich ist der Lievrit oft mit einer Haut von Eisenglanz oder anderen Eisenoxyden überzogen.

Der vielfach gedeutete, zuerst von A. von Lasaulx (4) mikroskopisch genau beschriebene Breislakit wurde von A. Wichmann (5) als Fayalit, von E. Weinschenk (6) als Lievrit angesprochen. Dieser fand ihn in allerdünnsten Spaltblättchen nach (010) deutlich pleochroitisch; der parallel der Hauptzone schwingende Strahl wurde vollständig absorbiert. Die dazu senkrecht schwingenden Strahlen waren dunkelbraun, die Doppelbrechung kräftig, die Auslöschung anscheinend parallel der Faseraxe, welche aber negativen Charakter zeigte. — 110 : 010 = 55° 58′—56° 20′. — Spaltung nach einer Fläche der Hauptzone deutlich. — Sehr leicht schmelzbar und leicht unter Ausscheidung gelatinöser Kieselsäure in HCl löslich. In der Lösung wurde das Eisen vorwiegend als Oxyd erkannt und ein Ca-Gehalt nachgewiesen. — Das Auftreten des Breislakits in der Vesuvlava von 1895—1899 beobachtete R. V. Matteucci (7).

Literatur. (1) Meddelelser om Grönland. Kopenhagen **2**. 1881. 67; — Min. Mag. **5**. 63. — Z. X. **7**. 609 und **9**. 243. — (2) Meddelelser om Grönland. Kopenhagen **25**. 1902. 43. — (3) Bull. Soc. min. Fr. **18**. 1895. 412. — (4) N. J. 1878. 380. — (5) Z. X. **28**. 1897. 529. — (6) Z. X. **37**. 1903. 442. — (7) N. J. Centralblatt 1901. 77.

## Cordierit.

Chem.: $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$[1]) mit wechselnder Ersetzung des Mg durch Fe und kleinen Mengen von Mn.

a : b : c = 0.5871 : 1 : 0.5585.

Morph.: m = ∞P (110), d = ∞P$\breve{3}$ (130), a = ∞P$\breve{\infty}$ (100), b = ∞P$\breve{\infty}$ (010), c = oP (001), s = $\frac{1}{2}$P (112), r = P (111), o = 3P$\bar{3}$ (131),

[1]) Nach den Untersuchungen von A. C. Farrington (Amer. Journ. **43**. 1892. 13) sind die Cordierite wasserhaltig und ihre Formel wäre $H_2Mg_4Al_8Si_{10}O_{37}$.

n = P∞ (011), p = 2P∞ (021), e = P∞ (101) u. a. Formen (Fig. 52) — Habitus kurz prismatisch und oft scheinbar hexagonal, mit Abschluß durch c (001). Zwischen dieser Fläche und den Flächen der Vertikalzone treten als schmale Abstumpfungen die Pyramiden und Domen auf, fehlen aber in den Gesteinen meistens ganz. — Zwillinge nach m (110), selten als Berührungszwillinge und Drillinge, fast immer als Durchkreuzungsdrillinge ausgebildet, mit nach außen gewendetem b (010), wie Fig. 53 und Bd. I. 2, Taf. V, Fig. 5 darstellen. Die vertikalen Kanten oft gekerbt durch das Zusammenstoßen zweier Prismen- oder Querflächen. — Berührungs-

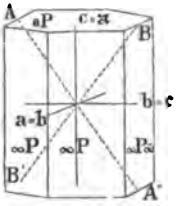


Fig. 52.

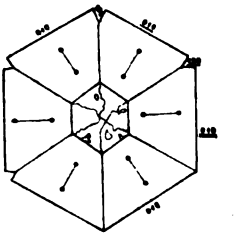


Fig. 53.

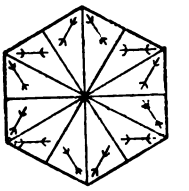


Fig. 54.

und Durchkreuzungsdrillinge nach d (130), von A. von Lasaulx (1) an Auswürflingen des Laacher Sees entdeckt, mit nach außen gewendeten Prismenflächen. Das Schema dieser Zwillingsbildung gibt Fig. 55c, einen Berührungsdrilling Fig. 55a, einen Durchkreuzungsdrilling Fig. 55b nach Max Koch (2), der eine sehr eingehende Studie über Cordieritzwillinge im Kersantit von Michaelstein am Harz lieferte, und dem auch

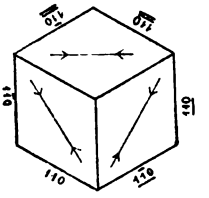


Fig. 55a.

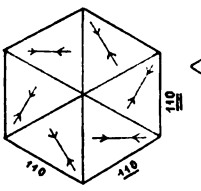


Fig. 55b.

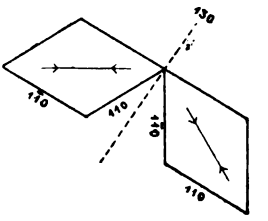


Fig. 55c.

Fig. 54 entnommen ist, die eine Kombination dieser beiden Zwillingsgesetze zeigt. Die Unterscheidung dieser Zwillingsgesetze nach den wenig abweichenden Winkeln der Prismen (110) und (130) ist nicht möglich; sie ergibt sich aus der optischen Untersuchung der Krystalle. Die Verwachsungsebenen pflegen sehr unregelmäßig zu sein und meistens durchdringen sich die Individuen so, daß Teile des einen in den anderen eingeschaltet sind. — Gerundete Kanten und Ecken führen zu spindel- und tonnenförmiger Gestalt der Individuen und zu Körnerform. — Derbe Massen.

110 : 1$\bar{1}$0 = 60°50′ 001 : 111 = 47°48′ 001 : 011 = 29°11′ 001 : 101 = 43°34′
130 : 1$\bar{3}$0 = 59°10′ 001 : 112 = 28°53′ 001 : 021 = 48°10′

Koh.: Spaltung nach b (010) wenig deutlich und im Dünnschliff sehr selten wahrnehmbar. — Absonderung und schaliger Bau nach c (001) verbreitet und oft sehr deutlich, wie A. Osann (3) an Cordieriten der Andesite von Hoyazo beobachtete. — Unregelmäßige Zerklüftung gibt sich sehr allgemein durch krumme und regellose Sprünge zu erkennen, zumal bei beginnender Umwandlung. Bruch flachmuschlig. H. = 7—7.5. — Sp. G. = 2.59—2.66.

Opt.: Glasglanz, auf Bruchflächen ins Fettige. Farbe grau, blau in verschiedenen Tönen, gelblich, bräunlich, weißlich; im durchfallenden Licht farblos oder je nach der Schnittlage bläulich, gelblich, bräunlich. — Schwache Lichtbrechung und schwache negative Doppelbrechung. $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$, $\mathfrak{c} = \mathfrak{a}$. (Fig. 52.)

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Orijärfvi für Orange | $\alpha = 1.5337$ | $\beta = 1.5375$ | $\gamma = 1.5400$ | $2E = 150°28'$ | A. Des Cloizeaux (4) |
| Haddam, Con. | $= 1.5523$ | $= 1.5615$ | $= 1.5627$ | $= 63°45'$ | „ |
| Ceylon | $= 1.537$ | $= 1.542$ | $= 1.543$ | $= 125°16'$ | „ |
| Bodenmais | $\alpha_{na} = 1.5433$ | $= 1.5467$ | $= 1.5490$ | | Max Koch |
| „ | $= 1.5349$ | $= 1.5400$ | $= 1.5440$ | | Zimanyi (7) |
| Ceylon | $= 1.5918$ | $= 1.5970$ | $= 1.5992$ | $2E_{na} = 115°38'$ | Offret (5) |
| Hoyazo, Cabo de Gata | | $= 1.5438$ | | $= 85°50'$ | A. Osann (3) |
| Twedestrand | $\alpha_{gelb} = 1.532$ | $\beta_{gelb} = 1.536$ | $= 1.539$ | | Michel-Lévy und Lacroix (6) |

$\gamma - \alpha = 0.0104 - 0.0057$, $\gamma - \beta = 0.0025 - 0.0012$, $\beta - \alpha = 0.0092 - 0.0034$.

Auffallend sind die starken Schwankungen des optischen Axenwinkels und der Lichtbrechung. Die Dispersion ist schwach $\varrho < v$.

Pleochroismus, in dickeren Platten meistens intensiv, ist im Dünnschliff oft gar nicht wahrnehmbar, oft deutlich in Schnitten der Prismenzone. W. Haidinger gibt als Flächenfarben oP (001) blau, $\infty P\bar{\infty}$ (100) blauweiß, $\infty P\infty$ (010) gelblichweiß. Die Axenfarben sind

| | $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ | $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ | $\mathfrak{c} = \mathfrak{a}$ | |
|---|---|---|---|---|
| Bodenmais | dunkelberlinerblau, milchweiß, | hellberlinerblau, grünlichweiß | gelblichweiß gelblich-weingelbweiß | Haidinger (8) „ |
| Orijärfvi | dunkelberlinerblau, | hellberlinerblau, | rötlich-nelkenbraun | „ |
| Arendal | violblau, | pflaumenblau, | rötlich-nelkenbraun | „ |
| Haddam | blaßblau, | bläulichweiß, | gelblichweiß | „ |
| Simiutak | dunkellederbraun, | rötlichbraun bis honiggelb, | rauchbräunlich | „ |
| Hoyazo | dunkelviolett, | hellviolett, | gelblichweiß | Osann (3) |
| Ceylon | tiefviolblau, | blaßviolblau, | sehr hellgelb | Offret (5) |

Die Absorption $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$.

Die Zwillingsbildung des Cordierits tritt am deutlichsten in den Querschnitten (Fig. 53—56) durch die Lage der Axenebenen, welche sich unter nahezu 60° schneiden, hervor und erlaubt, da die Axenebene immer in $\infty P\bar{\infty}$ (100) liegt, die Bestimmung des jeweils vorliegenden Zwillingsgesetzes. Die geringe Abweichung des Winkels der Axenebene von 60°, jenachdem (110) oder (130) als Zwillingsebene fungieren, ist nur selten und in sehr genau basalen Schnitten mit Sicherheit zu bestimmen. Die Dunkelstellungen je zweier sich berührender Zwillingsteile liegen um nahezu 30° auseinander. In Längsschnitten führt die, auf (010) bisweilen makroskopisch erkennbare Zwillingsstruktur zu streifenartig verschiedener Färbung, während die Auslöschung für alle Individuen gleichzeitig eintritt, was zu Verwechslung mit Oligoklas führen kann.

An den Cordieriten ist in weiter Verbreitung ein eigentümliches Phänomen des Pleochroismus zu beobachten; um mikroskopische Einschlüsse der verschiedensten Art zeigt

sich ein lebhaft gelber Hof, der sein Maximum erreicht, wenn das Licht den Durchschnitt mit Schwingungen parallel c durchläuft, der dagegen vollkommen verschwindet, wenn die Schwingungsebene des Lichts parallel a oder b liegt. Basische Schnitte zeigen diese Erscheinung daher nicht. Das Phänomen, welches sich auch bei Andalusit, Staurolith, Augit, Muscovit usw. gelegentlich findet, beruht auf der Absorption der blauen Strahlen; daher sieht man die gelben Höfe schwarz im blauen Lichte, sie treten gar nicht auf im roten Lichte. Durch Glühen verliert der Cordierit diese Eigenschaft, welche durch lokale Anhäufung eines nur auf diese Weise wahrnehmbaren organischen Pigments bedingt ist (9). Bisher wurde die Erscheinung nur an Cordieriten aus der Formation der krystallinen Schiefer und der Kontakthöfe, niemals an solchen eruptiver Gesteine beobachtet. (Vgl. I. 1, 346.) — Der allgemeine Pleochroismus des Cordierits pflegt durch Glühen deutlicher zu werden, zumal in dicken Präparaten. Doch bringt ihn sehr starkes Glühen dünner Blättchen auch bisweilen zum Verschwinden. Es ist wohl nicht ein Zufall, daß gerade die in vulkanischen Gesteinen auftretenden Cordierite den stärksten Pleochroismus besitzen.

Reakt.: Der Cordierit ist sehr schwer schmelzbar v. d. L. und wird von Säuren nur sehr schwer und unvollkommen angegriffen. Zur chemischen Unterscheidung von Quarz im Dünnschliff isoliert man die zu untersuchende Stelle durch einen kleinen Ring von Canadabalsam und trägt ein Tröpfchen Flußsäure auf. Es bilden sich die charakteristischen Kryställchen des Magnesiumkieselfluorids (Bd. I. 1, Taf. XV, Fig. 1) und nach Reinigung des Schliffes erweist sich die Oberfläche mit Ätzfiguren bedeckt. Auch mit heißer Schwefelsäure, die den Quarz nicht angreift, erhält man auf Cordierit Ätzfiguren. — Schm.-P. nach Brun 1310°.

Diagn.: Cordierit ist außerordentlich leicht mit Quarz zu verwechseln. Man bedient sich zur Unterscheidung der Durchschnitte mit den niedrigsten Interferenzfarben. Diese geben bei Cordierit das Axenbild der zweiaxigen Medien oder nur den einen Axenbalken solcher, bei Quarz das Interferenzkreuz der einaxigen mit positivem Charakter.

Vork. Mit mehr oder weniger vollkommenem Idiomorphismus erscheint der Cordierit und seine Umwandlungsprodukte in den vulkanischen Gesteinen, so in den Lipariten der toskanischen Maremma, von wo ihn A. d'Acchiardi (10), in gewissen Daciten und Andesiten Ungarns, aus denen ihn Jos. Szabó (11) und des Cabo de Gata, von wo ihn A. Osann (3) beschrieb. — In vulkanischen Auswürflingen des Laacher Sees und des Asama-Yama studierten ihn Eug. Hussak (12) und A. von Lasaulx (1). — In den Kersantiten von Michaelstein am Harz wies ihn Max Koch (2) nach. Er ist in diesen Gesteinen z. T. zweifellos eine ursprüngliche Ausscheidung und gehört dann zu den Erstlingen der Krystallisation, z. T. dürfte er aus Einschlüssen krystalliner Schiefer abzuleiten sein, besonders dann, wenn er zusammen mit seinen Begleitern aus dem Grundgebirge auftritt. In den Quarzporphyren und Granitporphyren ist er gleichfalls idiomorph, aber ziemlich allgemein in Pinit, Oosit, Chlorophyllit und ähnliche Substanzen umgewandelt. — In den Graniten ist er bald idiomorph, bald in rundlichen Körnern sehr verbreitet und dann sehr oft von Granat und Pleonast begleitet, auch mehr oder weniger in grünliche oder rote, blättrige und schuppige bis dichte Aggregate von Muscovit und Chlorit mit mehr oder weniger Eisenoxyden umgewandelt. — Eine konstante Mikrostruktur hat er in diesen Gesteinen nicht. Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse sind oft und in den Liparitenauch Glaseinschlüsse nicht selten vorhanden.

Die eigentliche Heimat des Cordierits ist die Gneißformation und hier wird er sehr regelmäßig von Granat, Sillimanit, Spinell, Biotit, Hämatit, Ilmenit und Magnetkies begleitet. Alle diese Mineralien erscheinen als Einschlüsse im Cordierit mit Ausnahme des Granats. Ganz besonders häufig tritt der Sillimanit in einzelnen, regellos gelagerten Säulchen oder in geraden und gewundenen Zügen dicht gedrängter, parallel geordneter

oder wirr verfilzter Nädelchen von überaus winziger Dicke auf, deren Sillimanitnatur A. Osann (3) analytisch feststellte. Weniger massenhaft, aber immerhin sehr häufig trifft man im Cordierit der Gneißformation grün durchsichtige Spinellide. Die Kinzigite aller Lokalitäten, die Cordieritgneiße des sächsischen Granulitgebirges, des bayerischen Waldes und des skandinavischen Nordens liefern geeignete Objekte für das Studium dieser Interpositionen. Flüssigkeitseinschlüsse, nicht selten mit wasserhellen Würfelchen, sind auch hier allgemein verbreitet.

Endlich hat der Cordierit eine weite Verbreitung in den Schieferhornfelsen der granitischen und dioritischen Kontakthöfe, so in den Vogesen bei Barr und Andlau, in Sachsen, in der Troas nach unveröffentlichten Mitteilungen von J. S. Diller, in den Grenzdistrikten der japanischen Provinzen Kodsuke und Shimotsuke nach Y. Kikuchi (13). In den japanischen Hornfelsen hat der Cordierit eine an die Chiastolithe erinnernde Struktur, wie sie nach Kikuchi Fig. 56 wiedergibt. Im Längsschnitt zeigt sich eine Andreaskreuz-ähnliche Zeichnung, welche durch eingelagerte kohlige Substanz hervorgebracht wird. Die mit i bezeichneten Anwachspyramiden erscheinen in Fig. 53 als der zentrale Kern des Querschnitts; sie sind meistens einschlußfrei, während die mit e bezeichneten Teile parallel der Basis oft Einschlüsse von kohliger Substanz und Schiefermasse enthalten. — In anderen Hornfelsen ist der Cordierit ohne krystallographische Begrenzung in einfachen Körnern oder auch verzwillingt ausgebildet und oft siebartig mit Quarzkörnchen, Glimmerblättchen, Eisenerzen usw. durchwachsen, ähnlich wie der Staurolith.

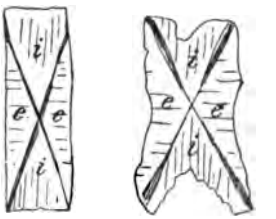


Fig. 56.

F. Zirkel (14) deutete die früher für Nephelin gehaltenen farblosen, scheinbar hexagonalen Säulchen in dem am Basaltkontakt zu Glas geschmolzenen Cement mancher Sandsteine, der sog. Buchite, später als Cordierit. — A. Lacroix (15) fand Durchkreuzungsdrillinge von tief violettem, stark pleochroitischem Cordierit reichlich neben Magnetit, violettem Spinell und Anorthit in den durch Kohlenbrände verglasten Tonschiefern und Sandsteinen von Commentry.

Mit der besonders in den Graniten und Gneißen allgemein verbreiteten Umwandlung der Cordierite haben sich in Einzelarbeiten A. Wichmann (16), H. Gemböck (17), A. Lacroix und besonders A. Gareiß (18) beschäftigt, bei dem man auch eine eingehende Berücksichtigung der Literatur findet. Die Umwandlung geht besonders von der schaligen Absonderung nach oP (001), dann von der Spaltfläche $\infty P\bar{\infty}$ (010), hier und da unter Mitwirkung der Prismenflächen aus und schreitet also auf sich rechtwinklig kreuzenden Bahnen, seltener auf regellos verlaufenden Sprüngen vor, mehrfach beginnend mit einer deutlichen Abnahme der Doppelbrechung des Cordierits bis auf o, und stets zu schuppigen, blättrigen oder auch fasrigen Neubildungen führend, die aus wechselnden Mengen von Glimmermineralien, vorwiegend Muscovit, spärlicher Biotit und Paragonit, und aus Chlorit bestehen, denen Eisenhydroxyde oder Hämatit beigemengt sind. Solche Umwandlungsprodukte, bzw. diese zusammen mit den Cordieritresten, führen in der Mineralogie die Namen Aspasiolith, Chlorophyllit, Bonsdorffit, Esmarkit (z. T.), Pinit, Oosit, Prasiolith, Gigantolith, Fahlunit und Pyrargillit. Je nachdem diese Substanzen vorwiegend aus Glimmer mit untergeordnetem Chlorit oder aber aus vorherrschendem Chlorit mit untergeordnetem Glimmer bestehen, und je nachdem in der Pseudomorphose die schalige Absonderung nach oP (001) des Cordierits deutlich erhalten bleibt, oder nicht, unterscheidet Gareiß vier Typen. Pinit würden dann die vorwiegend aus Muscovit bestehenden, nicht schalig abgesonderten, Gigantolith die vorwiegend aus Glimmer bestehenden und deutlich nach oP (001) schaligen, Prasiolith die vorwiegend aus Chlorit bestehenden, nicht schalig abgesonderten und Chlorophyllit die vorwiegend aus Chlorit bestehenden, nach oP (001) schaligen Pseudomorphosen zu nennen sein. Bei Gigantolith und Chlorophyllit sind insgemein die Glimmer und Chloritblättchen größer und gut parallel geordnet, bei Pinit und Prasiolith kleiner

und wirrer gelagert. Soweit die Umwandlung vorschreitet, verschwinden mit dem Cordierit auch die durch seine Molekularordnung bedingten pleochroitischen Höfe, während die eingeschlossenen Sillimanitnadeln (auch Disthenstengel nach Gareiß) und Spinellkörner erhalten bleiben. — Die Umwandlung in Glimmermineralien wird verständlich, wenn man die Formel des Cordierits als $Al(SiO_4)_2(Si_5O_8)Mg_2Al(AlO)_2$ deutet, wie M. Weibull (21) tut.

Die künstliche Darstellung des Cordierits versuchte L. Bourgeois (19). Ein Gemenge von der Zusammensetzung des Cordierits wurde geschmolzen und längere Zeit in viskosem Zustande erhalten. Nach der Erkaltung lag ein durchaus krystalliner Kuchen vor, der neben einem Magnesiapyroxen wesentlich aus einem Mineral mit den Eigenschaften des Cordierits zu bestehen schien. — Jos. Morozewicz (20) stellte Cordierit aus dem Schmelzfluß eines Magmas von andesitischer Zusammensetzung dar.

Literatur. (1) Z. X. 8. 1883. 76. — (2) Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt für 1886. Berlin 1887. 44. — (3) Z. D. G. G. **40**. 1888. 699 und **43**. 1891. 715. — (4) Man. de Min. 1862. 355. — (5) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 628. — (6) Min. des roches 1888. 173. — (7) Z. X. **22**. 1894. 339. — (8) Pogg. Ann. **65**. 1845. 13; **67**. 1846. 441. — (9) H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone. Straßburg i. Els. 1877. 143. — (10) Atti Soc. tosc. Sc. nat. Pisa 1885. — (11) N. J. B. B. **1**. 1881. 308. — (12) S. W. A. **87**. 1883. April. — (13) Journ. of the Science College. Imper. Univ. Tokio. Japan **3**. 1890. 313. — (14) N. J. 1891. I. 109. — (15) C. R. 1891. 28 décembre. — (16) Z. D. G. G. **26**. 1874. 675. — (17) Z. X. **29**. 305 und **31**. 248. — (18) T. M. P. M. **20**. 1901. 1. — (19) Ann. Chim. Phys. **19**. — (20) T. M. P. M. **18**. 1899. 68. — (21) G. F. i Stockholm Förhdl. **22**. 1900. 33.

## Lawsonit.

Chem.: $H_4CaAl_2Si_2O_{10}$.

$a : b : c = 0.6652 : 1 : 0.7385$.

Morph.: $m = \infty P$ (110), $b = \infty P\bar{\infty}$ (010), $c = oP$ (001), $d = P\bar{\infty}$ (011), selten schmales $4P\bar{\infty}$ (041). Krystalle prismatisch nach der Vertikale wenn aufgewachsen, tafelförmig nach der Basis, wenn eingewachsen. d (011) stark gestreift parallel a, m gestreift parallel der Kante gegen (001). Bei aufgewachsenen Krystallen pflegt d (011) ziemlich im Gleichgewicht mit m (110) zu sein; c fehlt oder ist nur schmal. W. T. Schaller und W. F. Hillebrand (5) geben ferner (221) und (331) an. Bei den eingewachsenen Krystallen ist d (011) gewöhnlich klein und die Krystalle gern nach einem Paar von Prismenflächen gestreckt. — Zwillinge nach m (110) häufig, berühren sich mit der Prismenfläche.

$$110 : 1\bar{1}0 = 67° 16' \qquad 011 : 0\bar{1}1 = 72° 53.5.$$

Koh.: Spaltbarkeit vollkommen nach b (010), ziemlich vollkommen nach c (001), weniger vollkommen, aber in dünnen basalen Schnitten deutlich nach m (110). Spröde. — H. = 8. — Sp. G. = 3.084—3.091.

Opt.: Glasglanz. — Farblos bis graublau in ungleicher Verteilung der Farbe oft in Bändern parallel mit m (110), ähnlich wie bei Cyanit, farblos im Dünnschliff. Licht- und positive Doppelbrechung kräftig. Nach Fr. Leslie Ransome (1), der das Mineral in Verbindung mit Ch. Palache entdeckte und beschrieb, ist bei Lawsonit der Tiburon Halbinsel, Marine Co., California, $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$.

$\alpha_{na} = 1.6650$ $\beta_{na} = 1.6690$ $\gamma_{na} = 1.6840$
$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0190$, $(\gamma-\beta)_{na} = 0.0150$, $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0040$
$2V_{na} = 84^\circ 6'$, berechnet aus $2H_a = 88^\circ 27'$, $2H_o = 103^\circ 16'$ und $n_H = 1.6053$.

Pleochroismus im Dünnschliff nicht wahrnehmbar, in dickeren Blättchen a blau, b farblos mit schwachem Stich ins Gelbe.

Reakt.: Schmilzt unschwer unter Anschwellen und Aufblättern zu weißem bis grauem, blasigem Glase, das leicht mit HCl gelatiniert. Ungeschmolzen wird Lawsonit von HCl nicht angegriffen, gelatiniert aber im geschlossenen Rohr bei 140° leicht mit HCl. Gibt viel Wasser im Kölbchen. — Wird mit Kobaltsolution geglüht blau.

Diagn.: Lawsonit ist gegenüber Zoisit und Andalusit durch die starke Doppelbrechung, gegenüber Skapolith durch Habitus und Zweiaxigkeit, gegenüber Cordierit und anderen farblosen Silikaten durch die höhere Lichtbrechung charakterisiert.

Vork. Wurde aufgewachsen mit Margarit, Epidot und Strahlstein auf und als Gemengteil in einem amphibolischen Schiefer der Halbinsel Tiburon ½ Meile östlich von Reed Station an der San Francisco und North Pacific R. R. entdeckt und bildet einen häufigen Gemengteil in dynamometamorphen Gabbros, Diabasen und ihren Tuffen. S. Franchi (2) beschreibt ihn aus den Tälern Grana und Valloriate, Prov. Cuneo, von Pegli, der Insel Giglio, vom oberen Val Chianale, Val Susa und a. O., C. Viola (3) von Monte Brancata, Magnano, San Severino Lucano in der Basilicata neben Albit in den saussuritisierten Feldspaten und gibt $\beta = 1.676$, $\gamma-\alpha = 0.020$, $\gamma-\beta = 0.010$, $2V > 80^\circ$. — A. Lacroix (4) beschreibt ihn von corsikanischen, neucaledonischen u. a. Fundorten und findet $\beta = 1.67$ ungefähr, $\gamma-\alpha = 0.021$. Besonders gern begleitet der Lawsonit die Glaukophane und andere blaue Amphibole schiefriger Gabbro- und Diabasderivate.

Literatur. (1) Bull. Department of geology, University of California. Berkeley 1. 1895. 301. — (2) Atti R. Accad. Torino 32. 1896. 182. — (3) Z. X. 28. 1897. 553. — (4) Bull. Soc. min. Fr. 20. 1897. 309. — (5) Amer. Journ. 17. 1904. 195.

## Zoisit.

Chem.: $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$ mit kleinen Mengen von FeO, $Fe_2O_3$, $Mn_2O_3$. Gelegentlich sehr kleine Beträge von $Cr_2O_3$, MgO und Alkalien.

a : b : c = 0.61963 : 1 : 0.34295.

Morph.: a = ∞P∞ (100), b = ∞P∞ (010), m = ∞P (110), r = ∞P2̄ (120), t = ∞P3̄ (130), l = ∞P4̄ (140), q = ∞P2 (210), k = ∞P3 (310), u = 2P∞ (021), x = 4P∞ (041), d = P∞ (101), o = P (111) u. a. Formen. Habitus prismatisch nach c mit stark vertikal gestreiften Prismenflächen; auf b (010) oft horizontale Streifung. Terminale Flächen überhaupt selten, bei gesteinsbildenden äußerst selten. Öfters eine Art hemimorphe Entwicklung nach der Axe b, so daß auf einer Seite Prismenflächen, auf der anderen breites b (010) in Querschnitten erscheint. — Stengel, breitere Tafeln nach b (010). Parallel oder schwach divergentstenglige Aggregate. Länge der Stengel zur Dicke gewöhnlich das Dreifache oder wenig mehr. — Körner.

110 : 1$\bar{1}$0 = 63°34′ 010 : 140 = 21°58′ 010 : 021 = 55°33′ 111 : 010 = 73°18′
010 : 120 = 38°54′ 010 : 210 = 72°47′ 010 : 041 = 36°5′.5 111 : 100 = 62°22′
010 : 130 = 28°17′ 010 : 310 = 78°20′ 101 : $\bar{1}$01 = 57°56′ 111 : 110 = 56°56′

Koh.: Vollkommene Spaltbarkeit nach b (010), deutliche nach a (100). Letztere tritt nur in sehr dünnen Schliffen hervor und liefert wenig zahlreiche und kurze Spaltrisse. — Querabsonderung gegen die Längsaxe sehr verbreitet, aber unregelmäßig. — Die häufige Biegung der Stengel deutet auf Gleitung nach c (001). — Bruch uneben. — H. = 6—6.5. — Sp. G. = 3.25—3.37.

Opt.: Glasglanz, auf b (010) perlmutterartig. Farbe weiß bis grau, graugrün, apfelgrün, bräunlichgrau, rot bei höherem Mangangehalt (Thulit);[1]) im durchfallenden Licht farblos oder mit schwachem Stich ins Blaugrünliche. — Brechungsvermögen kräftig, positive Doppelbrechung schwach.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Zoisit, Ducktown, Tennessee | $\alpha_{na} = 1.7002$, | $\beta_{na} = 1.7025$, | $\gamma_{na} = 1.7058$ | A. Osann |
| „ Tirol | $= 1.700$ | $= 1.700$ | $= 1.705$ | K. Zimanyi (1) |
| „ Saualpe | $= 1.696$ | $= 1.696$ | $= 1.702$ | A. Michel-Lévy u. A. Lacroix (2) |
| $\beta$-Zoisit, Bobbio, Cottische Alpen | $= 1.6961$ | $= 1.6961$ | $= 1.7034$ | Wallérant bei P. Termier (3) |
| Zoisit, Gorner Gletscher, Zermatt | $= 1.6973$ | $= 1.7002$ | $= 1.7061$ | E. Weinschenk (4) |

$\gamma - \alpha = 0.009 - 0.005$, $\gamma - \beta = 0.007 - 0.003$, $\beta - \alpha = 0.003 - 0.000$.

Alle Zoisite sind optisch positiv und die spitze Bisektrix ist senkrecht zu a (100), aber an gewissen Stellen der Individuen, oder in gewissen Individuen liegt die Ebene der optischen Axen in der Ebene der vollkommenen Spaltung (010), an anderen Stellen derselben Individuen, beziehungsweise in gewissen Individuen liegt die Axenebene in der Basis, also senkrecht zur Spaltung. Im ersten Fall ist a = c, b = b, c = a bei sehr starker Dispersion $\varrho < v$; im zweiten Falle ist a = c, b = a, c = b, bei starker Dispersion $\varrho > v$. Der Axenwinkel 2V schwankt von 0° bis gegen 60° und ist größer im zweiten Fall als im ersten.

Nur sehr kleine Zoisite, welche als Gesteinsgemengteile auftreten, zeigen oft ein gleichmäßiges optisches Verhalten in ihrer ganzen Ausdehnung und haben dann in den meisten Fällen die Orientierung a = c, b = b, c = a, seltener die Orientierung a = c, b = a, c = b. Größere Individuen haben in verschiedenen Teilen bald die eine, bald die andere Verteilung der Elastizität, aber auch hier herrscht die erstgenannte.

In Individuen oder Teilen dieser mit der Orientierung a = c, b = b, c = a zeigen die Schnitte nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) nicht die der normalen Doppelbrechung entsprechenden grauen Farbentöne, sondern das bei Vesuvian (S. 67) besprochene Indigoblau und im konvergenten Lichte einen kleinen, oft bis auf 0° sinkenden Axenwinkel mit sehr starker Dispersion $\varrho < v$, d. h. blau auf der konvexen, gelb auf der konkaven Seite der Hyperbeln. Nur Schnitte, welche wenig abliegen von (100) lassen noch das Indigoblau als Interferenzfarbe erkennen. Alle anderen Schnitte haben die normalen Interferenzfarben. In den Schnitten nach (100) variiert 2V für Gelb von 0°—35°, 2V für Blau von 15°—60°, die Axen für Rot und Grün haben eine Mittellage zwischen denen für Gelb und Blau und fallen nahezu zusammen nach P. Termier (3).

In Individuen und Teilen dieser mit der Orientierung a = c, b = a, c = b erscheint in keinem Schnitt das Indigoblau als Interferenzfarbe, sondern eine normale

[1]) Auch bei sehr kleinem Gehalt (MnO = 0.17) im Zoisit von Trebisch in Böhmen nach F. Slavik (12), der über rote Zoisite von böhmischen Fundorten, ihre Verwechslung mit Rhodonit und ihren mit dem des Thulits übereinstimmenden Pleochroismus berichtet.

Farbe der Newtonschen Skala, abgesehen von Einzelfällen, wo die Schnitte nach a (100) oder nahe dieser Fläche ein schmutziges Graugelb zeigen. Auf (100) erscheint die spitze Bisektrix eines für alle Farben größeren Axenwinkels mit der Axenebene in oP (001). Die Dispersion der Axen ist weit geringer, als im ersten Fall und umgekehrt $\varrho > v$. Die Doppelbrechung merklich stärker.

Bei den meisten und besonders bei den größeren Individuen treten die beiden Orientierungen nebeneinander auf und sind sowohl im parallelen Licht durch die verschiedene Doppelbrechung, wie im konvergenten Lichte durch die Lage der Axenebene zu unterscheiden. In Längsschnitten wechseln diese verschiedenen Teile gewöhnlich in Bändern parallel der Spaltbarkeit oder auch ganz unregelmäßig, in basalen Schnitten z. T. parallel der Spaltbarkeit, oder z. T. nach Linien, die mit der Spaltbarkeit nach b (010) die Winkel 58° 13′, 21° 58′, 72° 47′ bilden, also parallel den Flächen von ∞P (110), $\infty P\bar{4}$ (140), $\infty P\bar{2}$ (210). Die Grenzflächen setzen z. T. treppenförmig nach unten ab. In anderen Fällen sind die Grenzen der verschiedenen Teile auch hier unregelmäßig. Wo sich die beiden Teile in Schnitten nach (100) überlagern, sieht man gelegentlich zwei zueinander senkrechte Interferenzbilder.

Die hier beschriebenen Erscheinungen, welche besonders deutlich an den Krystallen von Ducktown, Gefrees und von der Saualpe in Kärnthen zu studieren sind, wurden von G. Tschermak und L. Sipöcz (5), denen wir die erste genaue Untersuchung dieser Phänomene verdanken, durch Zwillingsbildungen nach $3P\breve{\infty}$ (031) mit ∞P (110), $\infty P\bar{4}$ (140), $\infty P\bar{2}$ (210) als Verwachsungsebene erklärt. (031) ist gegen (001), bzw. (010) unter 44° 11′, bzw. 45° 49′ geneigt. E. Weinschenk (4) sprach sich gegen diese Erklärung aus und P. Termier (3) unterscheidet zwei verschiedene Zoisite als α-Zoisit mit a = c, b = b, c = a und β-Zoisit mit a = c, b = a, c = b. Eine chemische Verschiedenheit ist für diese nicht nachweisbar.

P. Termier (6) findet bei Zoisit geringe Abweichung der Auslöschungsrichtungen von den Krystallaxen in den pinakoidalen Hauptschnitten und kommt dadurch zu dem Schlusse, daß der Zoisit triklin sei.

Der Zoisit zeigt im Dünnschliff keinen Pleochroismus; in dickeren Blättchen fand E. Weinschenk (4) bei Zoisit vom Gorner Gletscher a = c bläulichgrün, b licht weingelb, bei Zoisit von Kleinitz bei Prägraten a = c bläulichgrün, b lichtorange. Bei Thulit findet sich starker Pleochroismus mit a = c gelblich, b = b rosenrot, c = a hellrosa bis farblos. Die Axenebene liegt in der Ebene des gelben und rötlichweißen Strahles, 2E schwankend von 0°—40°; Dispersion stark $\varrho < v$, nach Beobachtungen an den Vorkommnissen von Lerviken und Souland. Ebenso am roten Zoisit aus Kalksilikathornfels von Trebisch nach Slavik.

Reakt.: Wird von Säuren nicht angegriffen. Schmilzt unschwer unter Aufkochen zu einer weißen, blasigen Masse, die mit Salzsäure gelatiniert. Das Wasser wird erst bei sehr hoher Temperatur abgegeben.

Diagn.: Eine Verwechslung mit schwach doppelbrechenden Epidoten ist leicht möglich, wenn die Axenebene senkrecht zur Spaltbarkeit liegt. Vom Vesuvian unterscheidet ihn die Spaltbarkeit, vom Melilith die Unangreifbarkeit durch Säuren.

Vork. Die kleinen Individuen des Zoisits sind meistens einschlußfrei, die größeren führen gern Flüssigkeitseinschlüsse von rundlichen und anderen Formen und sehr feine röhrenförmige Kanäle, welche der Spaltbarkeit parallel laufen, sich aber auch bisweilen mannigfach ins Innere der Krystalle hinein umbiegen und verzweigen. Amphibolmikrolithe sind oft eingeschlossen und liegen gern parallel der Spaltung (Bd. I. 2, Taf. V, Fig. 6).

Der Zoisit ist allenthalben in den dynamometamorph veränderten Gabbrogesteinen zu Hause und bildet, oft neben Epidot, einen Hauptgemengteil des sog. Saussurits. Analog ist sein Vorkommen in den Orthoamphiboliten und Eklogiten, in denen er sich oft derart anreichert, daß man von Zoisitamphiboliten spricht. Aus derartigen Vorkommnissen des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des österreichischen Waldviertels und der Halbinsel Chalcidice beschrieben ihn Ries (7), A. Sauer (8), F. Schalch (9), Fr. Becke (10). In den Glaukophangesteinen Syras wies ihn O. Luedecke (11) nach. Allenthalben findet man ihn wohl auch mit Epidot, bald unregelmäßig, bald gesetzmäßig verwachsen. Dann fällt nach P. Termier (6) $\infty P\bar{\infty}$ (010) des Zoisits mit $\infty P\bar{\infty}$ (100) des Epidots zusammen und ebenso die Axe c des Zoisits mit der Axe b des Epidots. — Sehr verbreitet ist auch der Zoisit in den aus Mergeln hervorgegangenen Kalksilikatfelsen des Schwarzwaldes.

Der Thulit bedingt in Gesellschaft mit Withamit die rote Farbe der Feldspate und der Grundmasse des Porfido Rosso Antico.

Literatur. (1) Z. X. 22. 1894. 321. — (2) Min. des roches. 1888. 183. — (3) Bull. Soc. min. Fr. 21. 1898. 148. — (4) Z. X. 26. 1896. 169. — (5) S. W. A. 82. 1880. Juli. — (6) Bull. Soc. min. Fr. 23. 1900. 50. — (7) T. M. P. M. 1. 1878. 199. — (8) Erläuterungen zu Sektion Kupferberg der geologischen Spezialkarte von Sachsen. 25. — (9) Erläuterungen zu Sektion Zschopau der geol. Spezialkarte von Sachsen. 15. — (10) T. M. P. M. 4. 1881. 312 und T. M. P. M. 1. 1878. 248. — (11) Z. D. G. G. 28. 1876. 259. — (12) N. J. Centralbl. 1901. 686.

## Prehnit.

Chem.: $H_2Ca_2Al_2Si_3O_{12}$; oft mit kleinen Mengen von $Fe_2O_3$ und Spuren von MnO, MgO und Alkalien.

a : b : c = 0.8420 : 1 : 1.1272. Hemimorph nach der Axe a.

Morph.: m = ∞P (110), b = $\infty P\bar{\infty}$ (010), a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), c = oP (001), o = $3P\bar{\infty}$ (031), d = $P\bar{\infty}$ (101), r = P (111), s = 3P (331) und andere Formen. Habitus der gesteinsbildenden Prehnite tafelförmig nach c (001) mit m (110) und schmalem b (010). Zwillinge nach (100), die nur durch die polare Pyroelektrizität nach H. Traube (1) erkannt werden können. — Unregelmäßig begrenzte Tafeln, oft in paralleler, wenig divergenter bis fächerförmiger, besonders oft rosettenartiger Anordnung. — Stengligfasrige Aggregate mit Streckung nach der Axe a oder b.

$110 : 1\bar{1}0 = 80^\circ\ 12'$; — $001 : 101 = 53^\circ\ 14'.5$; — $001 : 031 = 73^\circ\ 31'.5$.

Koh.: Spaltung nach oP (001) vollkommen, durch scharfe Risse ausgedrückt. — Spaltbarkeit nach m (110) mikroskopisch nicht erkennbar. Bruch uneben. H. = 6—6.5. — Sp. G. = 2.80—2.95.

Opt.: Glasglanz, auf c (001) ins Perlmutterartige. Farbe weiß bis hellgrünlich, im Dünnschliff farblos. — Brechungsvermögen mäßig, positive Doppelbrechung stark. — Nach A. Des Cloizeaux (2) an Prehnit von Ratschinges

$$\alpha_{na} = 1.616 \qquad \beta_{na} = 1.626 \qquad \gamma_{na} = 1.649$$
$$(\gamma - \alpha)_{na} = 0.033 \quad (\gamma - \beta)_{na} = 0.023 \quad (\beta - \alpha)_{na} = 0.010.$$

a = a, b = b, c = c. Axenwinkel groß, nach Des Cloizeaux schwankend für $2E_{rot} = 125^\circ$—$129^\circ$ etwa; $2V_{na} = 69^\circ\ 22'$ nach A.

Beutell (3) an Krystallen von Jordansmühl in Schlesien. Dispersion schwach $\varrho < v$, nach anderen Angaben $\varrho > v$.

Die gesteinsbildenden Prehnite zeigen ebenso, wie viele aufgewachsene Krystalle von Farmington, Arendal, den Pyrenäen, des Dauphiné, von Striegau, von Harzburg u. a. O. abnorme optische Erscheinungen, die sich auf den ersten Blick dadurch dokumentieren, daß die Durchschnitte bei keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols dunkel werden, sondern mit der Stellung wechselnde Interferenzfarbe, in sehr dünnen Schliffen tief himmelblau und lederbraun, und daß sie eine mikroklinähnliche, gegitterte, aber oft sehr verwaschene Streifung zeigen. Im regelmäßigsten Falle, den Fig. 57 in basischem Schnitte zeigt, zerfällt ein Krystall in drei Sektoren, einen keilförmigen, welcher sich an die Fläche $\infty P\bar{\infty}$ (100), und zwei größere, die sich an die Flächen von $\infty P$ (110) anschließen. Die keilförmige Partie besteht aus Lamellen, die sich rechtwinkelig nach (100) und (010) kreuzen, und löscht regelmäßig und zwar parallel und senkrecht zu der Kante von (100) aus. Die Axenebene liegt bald senkrecht zu (100) mit $\varrho > v$, bald parallel diesem mit $\varrho < v$ und der Axenwinkel schwankt von dem normalen Werte abwärts bis 0°, auch liegen die roten und blauen Axen wohl in den zueinander senkrechten Ebenen, (100) für blau und (010) für rot. Die Dispersion ist abnorm und meistens gekreuzt. Die großen randlichen Teile bauen sich aus zwei Lamellensystemen auf, deren eines je genau parallel der begrenzenden Prismenfläche orientiert ist, während das andere nicht genau parallel der anderen Prismenfläche geht. Die Lamellensysteme schneiden sich unter 82°–83°, statt unter 80° 12′. Diese Teile löschen in keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols das Licht aus und lassen im konvergenten Lichte ein gestörtes Interferenzbild beobachten mit meist starker gekreuzter Dispersion, sehr wechselndem Axenwinkel und einem nicht unbeträchtlichen, für die verschiedenen Wellenlängen verschiedenen Schwanken in der Lage der Axenebene, die allenthalben für rot weiter von der Normalen auf (100) abweicht, als für blau. — Die Verteilung der sich verschieden verhaltenden Krystallteile ist nicht immer eine so regelmäßige. — Eine Erklärung dieser Phänomene gibt E. Mallard (4). Danach besteht der mittlere Keil aus Lamellen, die teils ihre spitze, teils ihre stumpfe Bisektrix zur Basis des Sammelindividuums senkrecht haben. In den randlichen Teilen würden die Lamellen um 60° gegeneinander um die Vertikale gedreht sein.

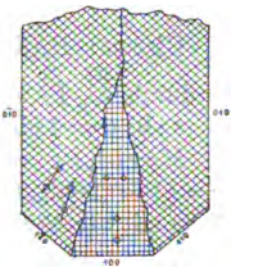


Fig. 57.

Reakt.: V. d. L. leicht unter Aufblättern und Aufblähen zu weißem oder gelblichem, blasigem emailartigem Glase schmelzend. Gibt Wasser erst bei hoher Temperatur ab. Die Schmelze gelatiniert leicht mit Salzsäure, die den ungeglühten Prehnit nur schwer unter Abscheidung pulveriger Kieselsäure zerstört.

Diagn.: Von dem ähnlichen Thomsonit mit derselben Doppelbrechung unterscheidet den Prehnit die höhere Lichtbrechung und die schwere Angreifbarkeit durch Salzsäure, von Andalusit, Topas, Cordierit und Zoisit die starke Doppelbrechung. Der leichten Verwechslung mit Datolith beugt am sichersten die Prüfung auf einen Borgehalt vor.

Vork. Prehnit kommt besonders gern auf Klüften basischer und kalkreicher Eruptivgesteine, Gabbros, Diabase, Diorite und krystalliner Schiefer vor. Als eigentlicher Gesteinsgemengteil erscheint er in manchen Amphiboliten und Grünsteinen, in Wollastonitfelsen und Paraaugitgneißen, spärlich auch in körnigen Kalken und Dolomiten. — Mit wechselndem Gehalt an Albit und Hornblende bildet er den Prehnitfels an der Fehren bei Neustadt im Schwarzwald (6). — A. Lacroix (5) beschreibt ihn aus paläozoischen Kalken am Granitkontakt zusammen mit Axinit und Orthoklas vom Cirkus des

Pic d'Arbizon und vom Col du Tourmalet, Hautes-Pyrénées. Er aggregiert sich hier zu auffallend regelmäßigen Rosetten und bildet bis 3 mm große, linsenförmige Warzen auf der Verwitterungsfläche der Kalke. Meistens aber bestehen diese Warzen aus einem Aggregat von Zoisit- und Grossularkörnern mit Glimmerblättchen und kohligem Pigment, welches von Prehnitsubstanz in einheitlicher krystallographischer Orientierung verkittet wird, wie die Sandkörner in den Pseudomorphosen von Fontainebleau von Calcit.

Literatur. (1) N. J. B. B. **9**. 1894. 134. — (2) Bull. Soc. min. Fr. **5**. 1882. 58 und 125. — (3) N. J. 1887. I. 89. — (4) Bull. Soc. min. Fr. **5**. 1882. 195. — (5) Bull. Soc. min. Fr. **24**. 1901. 22. — (6) Mitt. Gr. Bad. geol. Landesanstalt **5**. 1905.

## Astrophyllit.

Chem.: $H_8(KNa)_4(\overset{II}{Fe}Mn)_9\overset{III}{Fe}_2Ti_4Si_{18}O_{52}$, worin etwas Ti durch Zr, $\overset{III}{Fe}$ durch $\overset{III}{Al}$, $\overset{II}{Fe}$ durch Mg und Ca vertreten wird.

a : b : c = 1.0098 : 1 : 4.7556.[1])

Morph.: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), l = P (111), x = $P\frac{2}{3}$ (122), i = $P\frac{4}{3}$ (344), g = $\frac{2}{3}P\bar{\infty}$ (203), $\beta = \frac{1}{10}P\bar{\infty}$ (1.0.50). Habitus tafelförmig nach der Querfläche mit Streckung nach der Vertikalen (Fig. 58) oder tafel- bis säulenförmig mit Streckung nach der Queraxe (Fig. 59). Es sind immer nur drei Zonen vorhanden. Durchwachsungen, sternförmige (wonach der Name) und walzenförmige Gruppierungen sind häufig. — Unregelmäßig begrenzte Blätter und blättrige Aggregate.

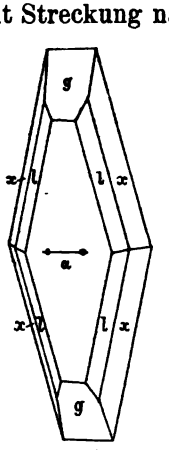


Fig. 58.

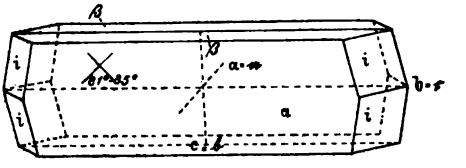


Fig. 59.

| | |
|---|---|
| 100 : 111 = 45° 54′ | 100 : 203 = 29° 30′ |
| 100 : 122 = 64° 9′ | 100 : 1.0.50 = 84° 37′ |
| 100 : 344 = 53° 22′ | 111 : 11$\bar{1}$ = 17° |

Koh.: Glimmerartig vollkommene Spaltung nach der Querfläche a (100). Die Spaltblättchen sind spröde, nicht biegsam wie bei Glimmer.

[1]) Das Krystallsystem des Astrophyllits ist nicht zweifellos festgestellt. Wir folgen der Annahme von Des Cloizeaux und W. C. Brögger (1), dessen Axenverhältnis wir adoptieren. — Die chemische Formel ist die von G. A. König (2) nach einer Analyse des Astrophyllits von El Paso, Col. aufgestellte.

Die Schlagfigur (Fig. 59) ist zweistrahlig; ihr spitzer Winkel von 81° bis 85° wird von der Vertikalen halbiert. Sie entspricht vielleicht dem Doma $\frac{1}{4}P\infty$ (014) mit $014 : 0\bar{1}4 = 80° 8'$. — H. = 3—4. — Sp. G. = 3.3—3.4.

Opt.: Perlmutter- bis halbmetallischer Glanz auf der Spaltfläche, auf allen anderen, stets parallel der Kombinationskante mit a (100) gestreiften Flächen schwacher, ins Fettige geneigter Glasglanz. — Farbe goldgelb bis bronzebraun, orangegelb. — Brechungsvermögen und positive Doppelbrechung hoch. — $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{c}$, $c = \mathfrak{b}$

Langesund $\alpha_{na} = 1.678$ $\beta_{na} = 1.703$ $\gamma_{na} = 1.733$ A. Michel-Lévy und $(\gamma - \alpha)_{na} = 0.055$, $(\gamma - \beta)_{na} = 0.030$, $(\beta - \alpha)_{na} = 0.025$. A. Lacroix (3).

Um die auf der Querfläche a (100) austretende stumpfe negative Bisektrix mit $\varrho < v$

El Paso, Col. $2H_{li} = 122° 18'$ $2H_{na} = 124° 52'$ H. Bücking (2)
Langesund $2H_o = 114° 37'—123° 28'$, $2E = 160°$ für weißes Licht. Brögger (1).

Eine von H. Bücking (2) und früher auch von W. C. Brögger (4) betonte, bis zu 3°.5 gehende Schiefe der stumpfen Bisektrix gegen die Normale auf der Spaltfläche a (100) wird von diesem jetzt mit der sehr konstanten Krümmung dieser Fläche in Beziehung gesetzt.

Pleochroismus deutlich: $a = \mathfrak{a}$ tieforangegelb bis dunkelrot, $b = \mathfrak{c}$ orange, $c = \mathfrak{b}$ citrongelb.

Reakt.: V. d. L. leicht unter Anschwellen zu schwarzem magnetischem Email schmelzend. Im Kölbchen Wasser bei hoher Temperatur abgebend. Von Salzsäure gar nicht oder nur sehr schwer angreifbar, wohl aber von Flußsäure.

Diagn.: Von den Glimmern unterschieden durch den großen Axenwinkel und die hohe Lichtbrechung, von dem Sprödglimmer durch die hohe Doppelbrechung, den großen Axenwinkel um die auf der Spaltfläche austretende Bisektrix und deren negativen Charakter.

Vork. Astrophyllit tritt ausschließlich in den Gesteinen der Alkalimagmen auf. Am verbreitetsten ist er in den Eläolithsyeniten und ihrer pegmatitischen und tinguaitischen Ganggefolgschaft, so im Langesund in Norwegen, bei Montreal in Canada, auf den Inseln Kassa und Tambo (Losinseln an der Westküste von Afrika) nach Gürich (5), oft sehr reichlich in den lujauritischen Eläolithsyeniten von der Halbinsel Kola, und an anderen Fundorten. — Ebenso erscheint er in den pulaskitischen Alkalisyeniten von Arkansas und bei El Paso, Col. mit Quarz und Arfvedsonit, also in einer Gesellschaft, die auf Alkaligranite verweist.

Lamprophyllit nannte V. Hackman (6) im Einverständnis mit W. Ramsay (7), der die Substanz früher als „Unbekanntes Mineral Nr. 2" beschrieben hatte, ein in den Eläolithsyeniten des Umptek und des Lujaur Urt auf der Halbinsel Kola verbreitetes, durchaus astrophyllitähnliches Mineral. Krystallhabitus, Farbe und glimmerähnliche Spaltbarkeit nach einer als Querfläche a (100) gedeuteten Fläche, wie bei Astrophyllit. Diese bildet mit einer als Prisma gedeuteten Fläche einen Winkel von 40°—42°; bei Astrophyllit wäre $100 : 110 = 45° 17'$. Einfache und polysynthetische Zwillinge kommen vor; die Zwillingsgrenze verläuft parallel der Längsrichtung der Blättchen, welche stets mit der Trace der Spaltbarkeit zusammenfällt und Richtung der kleinsten optischen Elastizität ist. — Licht- und Doppelbrechung anscheinend genau wie bei Astrophyllit. Auf der Spaltfläche tritt anscheinend senkrecht eine stumpfe Bisektrix aus. Gegen die Trace der Spaltbarkeit ist im Dünnschliffe fast stets eine kleine Auslöschungsschiefe zu

beobachten. — Pleochroismus in dickeren Spaltflächen c braungelb, b hellgoldgelb, im Dünnschliff a = b = strohgelb, c goldgelb mit c > a = b, also umgekehrt wie bei Astrophyllit. — Chemisch wurde von W. Ramsay die Anwesenheit von Na, Mn, Fe, Ti und Si konstatiert.

L. V. Pirsson (8) beschreibt aus dem Leucittinguaitporphyr von den Bearpaw Mountains, Montana, ein rhombisches Mineral, tafelförmig nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) mit b (010) und spitzen Pyramiden oder Domen. Spaltung parallel $\infty P\bar{\infty}$ (100). Braun, harzglänzend. Optische Axenebene parallel $\infty P\bar{\infty}$ (010) mit a = c, b = b, c = a. Pleochroismus schwach, a braun, b gelb, c eine Zwischenfarbe. — Brechungsvermögen hoch, wenigstens 1.6; $\gamma - \alpha$ wenigstens 0.04. Frei von Mn, Ti nur spurenhaft, Fe vorhanden.

Literatur. (1) Z. X. **16**. 1890. 200. — (2) Z. X. **1**. 1877. 423. — (3) Min. des roches. Paris 1888. 156. — (4) Z. X. **2**. 1878. 278. — (5) Z. D. G. G. **39**. 1887. 102. — (6) Fennia, Helsingfors **11**. 1894. 119. — (7) Fennia, Helsingfors **8**. 1890. 45. — (8) Amer. Journ. **1**. 1895. 397.

## Talk.

Chem.: $H_2Mg_3Si_4O_{12}$.

Rhombisch? $110 : 1\bar{1}0 = 60°$.

Morph.: m = ∞P (110), b = $\infty P\bar{\infty}$ (010), c = oP (001). Blättchen, die in den Gesteinen nur selten idiomorph begrenzt sind. Gern nach einer Richtung in die Länge gezogene platte Stengel. Blättrige und schuppige Aggregate mit rosettenförmiger Anordnung bis zu angenäherter Sphärolithform. — Regellos verfilzte Aggregate von Schüppchen. — Dichte Massen. — Großblättrige, dann gern schwach gekrümmte parallelblättrige Aggregate.

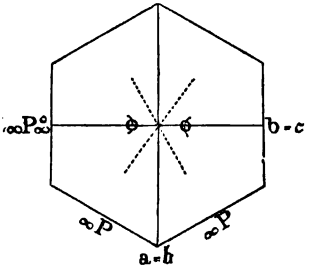


Fig. 60.

Koh.: Vollkommene glimmerartige Spaltbarkeit nach oP (001); die Spaltblättchen gemein biegsam. Auf der Spaltfläche ist die Schlagfigur ein dreistrahliger Stern (Fig. 60), dessen einer Strahl mit b zusammenfällt und gegen die beiden anderen um 60° geneigt ist. — H. = 1. — Sp. G. = 2.7 – 2.8.

Opt.: Fettiger Perlmutterglanz auf der Spaltfläche. Farblos, weiß, grünlich bis bläulich; im durchfallenden Licht farblos. — Brechungsvermögen niedrig. Negative Doppelbrechung stark. a = b, b = c, c = a.

Pennsylvanien $\alpha_{na} = 1.539$ $\beta_{na} = 1.589$ $\gamma_{na} = 1.589$ K. Zimanyi (1)
$\gamma - \alpha = 0.050$, $\gamma - \beta = 0.000$, $\beta - \alpha = 0.050$.
Sibirien $\gamma - \alpha = 0.038$—$0.043$ A. Michel-Lévy (2).

Auf der Spaltfläche anscheinend senkrecht die spitze negative Bisektrix eines zwischen 20° und 6° etwa schwankenden 2E mit deutlicher Dispersion $\varrho > v$. Die Axenebene ist parallel einem Strahle der Schlagfigur. In parallel polarisiertem Lichte bisweilen eine schwache Felderteilung auf dünnen Spaltblättchen; die Interferenzfigur oft gestört infolge von Biegungen und Knickungen der Blättchen. — Die rosettenförmigen und angenähert sphärolithischen Aggregate geben zwischen ge-

kreuzten Nicols im parallelen Lichte zierliche Interferenzkreuze mit positivem Charakter und lebhaft gefärbten Quadranten.

Reakt.: V. d. L. geglüht blättert er sich auf, leuchtet stark und nimmt die Härte 6 an, ist aber nahezu unschmelzbar. Nach dem Glühen gibt er den vierten Teil seiner Kieselsäure an Sodalösung ab nach Clarke und Steiger (3); der Rest hat die Zusammensetzung des Enstatits, $(SiO_3)_4Mg_3H_2 = 3MgSiO_3 + SiO_2 + H_2O$. — Mit Kobaltsolution geglüht wird Talk fleischrot. Säuren sind fast wirkungslos.

Diagn.: Vom Brucit unterscheidet den Talk der optische Charakter und die höhere Doppelbrechung. Vom Muscovit ist er optisch nicht mit Sicherheit zu unterscheiden, wenn dieser kleines 2E hat. Die Entscheidung gibt die Behandlung mit Kobaltsolution oder die Prüfung auf Alkalien.

Vork. In den Eruptivgesteinen kommt der Talk nur als Pseudomorphose nach Mg-reichen und Al-freien oder -armen Silikaten vor, wie Olivin, Bronzit und Tremolit. Seine Heimat ist das krystalline Schiefergebirge, wo er im Talkschiefer ein eigenes Gestein, im Duelo nach J. Macpherson (4) in der Provinz Galizien, nach G. Rose und N. von Miklucho-Maclay (5) in den uralischen Listwäniten und ebenso in den Listwäniten von Minas Geraes und vielen Topfsteinen einen wesentlichen Gemengteil bildet. In diesen Gesteinen umschließt er gern Tremolitnadeln und Rutilkrystalle. Für die Pseudomorphosen nach Enstatit vgl. oben S. 150. Die Pseudomorphosen nach Tremolit beschrieb G. Tschermak (6).

Literatur. (1) Z. X. **22**. 1894. 341. — (2) Bull. Soc. min. Fr. **7**. 1884. 46. — (3) Amer. Journ. **40**. 1890. 306. — (4) Anal. Soc. Esp. de hist. nat. Madrid **10**. 1881. — (5) N. J. 1885. I. 69. — (6) T. M. M. 1876. 65.

## Natrolith.

Chem.: $Na_2Al_2Si_3O_{10} + 2$ aq.

$a : b : c = 0.97852 : 1 : 0.35362$. — $110 : 1\bar{1}0 = 88° 45'.5$, $111 : 110 = 63° 10'.5$.

Morph.: $m = \infty P$ (110), $o = P$ (111), $b = \infty P\bar{\infty}$ (010), $a = \infty P\bar{\infty}$ (100). Die aufgewachsenen Krystalle oft sehr flächenreich. Die gesteinsbildenden kaum je mit erkennbaren Flächen, sondern in Pseudomorphosen nach Sodalith, Nosean, Nephelin und anderen Silikaten; dann fast stets parallelstrahlige, eisblumenartig divergent- bis radialstrahlige, nicht selten sphärolithische, aber auch regellos verworrene Faseraggregate bildend. Die Längsrichtung entspricht anscheinend stets der Vertikalaxe, doch ist im Auge zu behalten, daß es im Langesund einen nach b gestreckten Typus gibt mit $301 : \bar{3}01 = 94° 37'$.

Koh.: Spaltung nach m (110) meistens nur in Querschnitten zu beobachten. Bruch muschlig bis uneben. — H. = 5—5.5. — Sp. G. = 2.17—2.25.

Opt.: Glasglanz. Farblos bis gelblich, bräunlich und trübe bei sehr geringen Querdimensionen. — Lichtbrechung niedrig, positive Doppelbrechung mäßig. — $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$. — Um die spitze positive Bisektrix $\varrho < v$.

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Auvergne | $\alpha_{na}=1.4777$ | $\beta_{na}=1.4808$ | $\gamma_{na}=1.4901$ | $2V_{na}=60°18'$ | Zimanyi (1) |
| | $\alpha_{\varrho}=1.4768$ | $\beta_{\varrho}=1.4797$ | $\gamma_{\varrho}=1.4887$ | $2V_{\varrho}=58°57\frac{1}{2}'$ | Des Cloiz. (2) |
| Stockö | $\alpha_{li}=1.47287$ | $\beta_{li}=1.47631$ | $\gamma_{li}=1.48534$ | $2V_{li}=61°56'$ | Brögger (3) |
| | $\alpha_{na}=1.47543$ | $\beta_{na}=1.47897$ | $\gamma_{na}=1.48866$ | $2V_{na}=62°15'$ | „ |
| | $\alpha_{tl}=1.47801$ | $\beta_{tl}=1.48172$ | $\gamma_{tl}=1.49181$ | $2V_{tl}=62°34'$ | „ |
| Klein-Arö[1]) | $\alpha_{li}=1.47577$ | | $\gamma_{li}=1.48807$ | $2V_{li}=62°16\frac{1}{2}'$ | Lorenzen |
| | $\alpha_{na}=1.47783$ | | $\gamma_{na}=1.49047$ | $2V_{na}=62°29\frac{1}{2}'$ | „ |
| | $\alpha_{tl}=1.48030$ | | $\gamma_{tl}=1.49296$ | $2V_{tl}=62°39\frac{1}{2}'$ | „ |

$(\gamma-\alpha)_{na}=0.0132-0.0124$, $(\gamma-\beta)_{na}=0.0097-0.0093$, $(\beta-\alpha)_{na}=0.0035-0.0031$.

Die sphärolithischen Aggregate der Natrolithe geben sehr zierliche Interferenzkreuze von positivem Charakter im parallelen Lichte.

Reakt.: V. d. L. sehr leicht unter Gelbfärbung der Flamme zu farblosem Glase schmelzend. Mit Salzsäure leicht gelatinierend.

Diagn.: Von den Skoleziten unterscheiden sich die Natrolithe durch den positiven Charakter der Längsrichtung.

Literatur. (1) Z. X. 22. 1894. 342. — (2) Manuel de Min. 1862. 383. — (3) Z. X. 16. 1890. 598.

## Thomsonit.

Chem.: $(Ca.Na_2)_2Al_4Si_4O_{16}+5$ aq.

a : b : c = 0.99324 : 1 : 1.00662.

Morph.: a = ∞P∞ (100), m = ∞P (110), b = ∞P∞ (010), c = oP (001), d = 4P∞ (401), y = ½P∞ (012) und andere Formen. Habitus prismatisch nach c oft mit starker Abplattung nach a (100). Prismenzone vertikal gestreift, Basis geknickt nach einem sehr stumpfen (okl). — Radialstrahligblättrige Aggregate gestreckt nach c.

Koh.: Spaltung sehr deutlich nach b (010) und a (100). — Querabsonderung angenähert parallel oP (001) gelegentlich zu beobachten. — H. = 5—5.5. — Sp. G. = 2.3—2.4.

Opt.: Glasglanz. — Farblos durchsichtig. Lichtbrechung schwach, positive Doppelbrechung stark. — a = a, b = c, c = b.

Kaaden $\alpha=1.497$ $\beta=1.503$ $\gamma=1.525$ A. Des Cloizeaux (1)

$\gamma-\alpha=0.028$, $\gamma-\beta=0.022$, $\beta-\alpha=0.006$

$2E_{rot}=85°45$, $2E_{blau}=88°36$.

Es ist der am stärksten doppelbrechende Zeolith.

Reakt.: V. d. L. unter Anschwellen zu weißem Glase schmelzend. Mit Salzsäure gelatinierend.

Diagn.: Von Prehnit und Datolith unterscheidet den Thomsonit die niedrige Lichtbrechung und die leichte Gelatination.

Vork. Tritt in Drusenräumen von basaltischen und tephritischen Gesteinen, auch als Umwandlungsprodukt der Kalknatronfeldspate in krystallinen Schiefern auf.

Literatur. (1) Man. du Min. 1862. 374.

[1]) Die Krystalle waren wahrscheinlich monoklin.

## Mineralien des monoklinen Krystallsystems.

Schnitte durch ringsum gesetzmäßig begrenzte Krystalle des monoklinen Systems, beziehungsweise die Figuren, welche die den Blätterdurchgängen entsprechenden Spaltrisse bilden, sind nur dann symmetrisch, wenn sie der orthodiagonalen Zone angehören. Die Spaltbarkeit ist entweder eine monotome (nach Pinakoiden oder Orthodomen) und folgt dann der Symmetrieebene oder steht zu ihr senkrecht; oder sie geht gleichwertig nach zwei Flächen (prismatisch), welche denselben Winkel mit der Symmetrieebene bilden. Eine monotome Spaltbarkeit liefert in allen Schnitten, die nicht der Spaltfläche parallel gehen, ein einziges System von parallelen Spaltrissen. Zwei monotome Spaltbarkeiten, die an demselben Krystall auftreten, können nicht gleichwertig sein; sie liefern parallele Spaltrisse in allen Schnitten aus der Zone der Spaltbarkeiten, sich kreuzende Systeme ungleich vollkommener Spaltrisse in allen anderen Schnitten. Eine prismatische Spaltbarkeit bedingt der Form nach analoge Spaltrisse, wie zwei monotome Blätterdurchgänge; dieselben unterscheiden sich jedoch dadurch, daß sie in allen Schnitten, die gleichgeneigt gegen die beiden Spaltflächen sind, gleich vollkommene Spaltensysteme liefert. Besitzt ein Mineral eine prismatische und eine monotome Spaltbarkeit, so liegt letztere in einer Diagonale der ersteren.

Das Elastizitätsellipsoid der monoklinen Krystalle ist dreiaxig; die eine Axe desselben fällt mit der orthodiagonalen oder Symmetrieaxe der Krystalle zusammen; die beiden anderen liegen in der Symmetrieebene $\infty P\bar{\infty}$ (010). Ist die mit der Orthodiagonalen zusammenfallende Elastizitätsaxe b, so liegen die optischen Axen in der Symmetrieebene (symmetrische Axenlage) und sind, ebenso wie die Bisektricen, in dieser Ebene dispergiert (geneigte Dispersion); fällt eine der Bisektricen mit der Orthodiagonalen zusammen, so liegen die optischen Axen in einer Fläche der orthodiagonalen Zone (normalsymmetrische Axenlage). Die Dispersion ist alsdann horizontal oder gekreuzt, je nachdem die Orthodiagonale stumpfe oder spitze Bisektrix ist. Danach löschen alle Schnitte, welche der orthodiagonalen Zone angehören, bei einer vollen Drehung viermal parallel und senkrecht zu den monotomen, diagonal zu den prismatischen Blätterdurchgängen aus (gerade Auslöschung); alle an-

deren Schnitte, welche nicht senkrecht zu einer optischen Axe trafen, löschen bei einer Drehung viermal in Stellungen aus, bei welchen die genannten Kohäsionsminima gegen die Hauptschnitte der gekreuzten Nicols um bestimmte Winkel geneigt sind (schiefe Auslöschung). Die Neigung der in der Symmetrieebene liegenden Elastizitätsaxen gegen die Krystallaxen heißt die Auslöschungsschiefe und ist ein wichtiges Hilfsmittel zur Bestimmung der monoklinen Mineralien. Schnitte senkrecht zu einer optischen Axe bleiben bei Drehung zwischen gekreuzten Nicols gleichmäßig hell. — Im konvergenten Lichte liefern Schnitte senkrecht zu einer optischen Axe oder nicht allzuschief gegen diese, sowie auch die Schnitte senkrecht zu einer Bisektrix, dieselben Interferenzbilder wie die gleichliegenden Schnitte in rhombischen Krystallen. Doch zeigt der Axenbalken in Schnitten der ersten Lage bei hinreichend starker Dispersion der Substanz und normalsymmetrischer Axenlage verschieden gefärbte Ränder und die Farbenverteilung in den Schnitten der zweiten Lage ist nicht disymmetrisch, wie im rhombischen System, sondern monosymmetrisch mit Beziehung auf die Symmetrieebene, wenn die Bisektrix in dieser liegt (geneigte und horizontale Dispersion), symmetrisch mit Beziehung auf das Zentrum der Interferenzfigur, wenn die Orthodiagonale Bisektrix ist (gekreuzte Dispersion). Die Verteilung von Blau und Rot in den innersten Farbenringen oder an den Hyperbelpolen in der Diagonalstellung bestimmt auch hier, wie im rhombischen System, die relative Größe des Winkels der optischen Axen, $\varrho > v$ oder $\varrho < v$.

Wenn monokline Mineralien Pleochroismus zeigen, so sind alle Schnitte dichroitisch, welche nicht senkrecht zu einer optischen Axe trafen; die Maxima der Farbenverschiedenheiten liegen um 90° auseinander und fallen notwendig mit den Auslöschungsrichtungen zusammen in den Schnitten der orthodiagonalen Zone; in allen anderen Schnitten ist diese Koinzidenz ebenfalls gemeiniglich, aber nicht notwendig vorhanden.

Manche monoklinen Mineralien (Glimmer, Chlorite) zeigen eine auffallende Annäherung in ihren optischen Eigenschaften an die Verhältnisse des hexagonalen oder des rhombischen Systems und sind bei der gewöhnlichen mikroskopischen Untersuchung oft nur sehr schwer oder gar nicht mit Sicherheit als monoklin zu erkennen.

## Baddeleyit.

Chem.: $ZrO_2$, mit einem kleinen und wechselnden Gehalt an Eisenoxyden. Durch Einschlüsse bedingt sind Beimengungen von $SiO_2$, $Al_2O_3$, MgO, CaO, Alkalien und Glühverlust.

$a : b : c = 0.9871 : 1 : 0.5114$, $\beta = 81° 14'5$. Nach Eug. Hussak (1).

Morph.: $a = \infty P\bar{\infty}$ (100) vorherrschend, oft gewölbt, rauh, $c = oP$ (001) starkglänzend, fast durchweg vorhanden, $m = \infty P$ (110), $n = P$

($\bar{1}11$) häufiger als p = —2P (221), beide klein, sehr glänzend, q = P$\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), schmal, starkglänzend, d = 2P$\dot{\infty}$ (021) stark entwickelt, glänzend. Seltener und vereinzelt b = $\infty\dot{P}\infty$ (010), k = $\infty\dot{P}2$ (120), l = $\infty P\frac{3}{2}$ (230), t = —P$\bar{\infty}$ (101) breit, starkglänzend, s = $-\frac{1}{3}$P$\bar{\infty}$ (203), $\alpha$ = 2P$\bar{\infty}$ ($\bar{2}01$). — Habitus tafelförmig nach a (100) und gestreckt nach der Symmetrieaxe. Durchweg verzwillingt nach a (100), oft in polysynthetischer Wiederholung; — auch Berührungs- und Durchkreuzungszwillinge nach m (110), ebenfalls gern mit zahlreich eingeschalteten Zwillingslamellen (Fig. 61 nach E. Hussak); — selten Berührungs- und Durchkreuzungszwillinge nach x = —2P$\bar{\infty}$ (201). Das erste und zweite Zwillingsgesetz treten sehr oft zusammen auf.

| | | |
|---|---|---|
| 100 : 110 = 44° 17′.5 | 021 : 001 = 45° 19′ | 001 : $\bar{1}$01 = 29° 4′ |
| 100 : 120 = 62° 52′ | 110 : 221 = 32° 33′.5 | |
| 100 : 101 = 55° 51′ | $\bar{1}$10 : $\bar{1}$11 = 58° 15′.5 | |
| 100 : 20$\bar{1}$ = 48° 11′.5 | $\bar{1}$11 : 021 = 30° 30′ | |

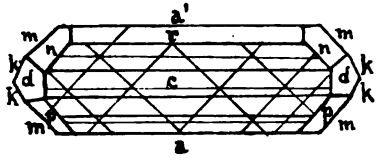


Fig. 61.

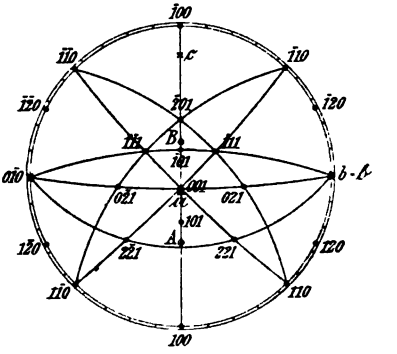


Fig. 62.

Bisher nur in eingewachsenen Krystallen und losen Bruchstücken solcher beobachtet.

Koh.: Spaltbarkeit ziemlich vollkommen nach c (001), wenig vollkommen nach b (010). — Absonderung nach m (110) als Folge der Zwillingslamellierung. — Bruch unvollkommen muschlig bis uneben. Spröde. — H. = 6.5. — Sp. G. = 6.025 nach Fletcher (2), 5.006 und über 5.5 nach Hussak (1).

Opt.: Fettglanz in starken Glasglanz übergehend, an undurchsichtigen Krystallen metallartiger Glasglanz, ähnlich dem des Columbits. — Selten farblos, gelb, braun in verschiedener Intensität bis eisenschwarz, im durchfallenden Licht farblos, gelb, braun, oft in zonarem Wechsel, auch in regelloser Verteilung verschieden, sehr selten sanduhrförmig geordnet in den nach der vertikalen Axe gestreckten Kryställchen. — Strich weiß bis bräunlichweiß.

Brechungsvermögen hoch, dem Betrage nach unbekannt. Starke negative Doppelbrechung, mit geneigter Dispersion. b = $\mathfrak{b}$, c : $\mathfrak{a}$ = 13° etwa nach Fletcher, 11° 8′ im stumpfen Winkel $\beta$, a : c = 2° 32′.5 im spitzen $\beta$ nach Hussak. 2E = 70°—75° (Fig. 62).

Pleochroismus in dickeren Schliffen deutlich, b ölgrün, a und c wenig verschieden in rötlichbraunen Tönen.

Reakt.: V. d. L. kaum schmelzbar, stark leuchtend, weiß werdend. Mit Borax und Phosphorsalz schwache Eisenreaktion. In gewöhnlichen Säuren unlöslich. Das feine Pulver wird von konz. Schwefelsäure nur sehr schwierig angegriffen, durch längeres Schmelzen mit Kaliumbisulfat gelöst.

Der Baddeleyit wurde von L. Fletcher (2) in den Edelsteinsanden von Rakvana in Ceylon zusammen mit Geikielit entdeckt und beschrieben. Von Eug. Hussak (1) mit dem von ihm früher als Brasilit (3) aus den Sanden des Jacupirangits vom Jacupiranga, einem Nebenflusse des Rio Ribeira im südlichen Teil des Staates São Paulo, Brasilien, aufgestellten Mineral identifiziert. Ebenso entdeckte ihn Eug. Hussak (4) eingewachsen in den Magnetitolivinausscheidungen des Alnöer Eläolithsyenits und meint, daß auch die brasilianischen Baddeleyite solchen, nicht mehr anstehenden, sondern durchaus vergrusten Spaltformen der S. Paulaner Eläolithsyenite entstammen. Die Krystalle erreichen selten eine Länge von 5 mm, sondern sind gewöhnlich nur 1—2 mm groß. Nur das Ceylonesische, von Fletcher beschriebene Krystallfragment wiegt bei 10 mm Länge, 12 mm Breite und 8 mm Dicke über 3 g.

Literatur. (1) T. M. P. M. **14**. 1895. 395. — (2) Min. Mag. **10**. 1894. 148. — (3) N. J. 1892. II. 141. — (4) N. J. 1898. II. 228.

Anhang. E. Hussak (T. M. P. M. **18**. 1898. 334) beschreibt Zirkonoxydfavas aus den Sanden des Rio Verdinho am Fuße der Serra de Caldas, Minas Geraes, die aus dem Gebiete der Alkalisyenite und Eläolithsyenite stammen. Farbe dunkelbraun bis rotbraun mit grauen Flecken, und grünlichschwarz. — Bruch z. T. etwas erdig. — H. = 7 etwa. — Sp. G. = 4.9—5.1 bei den grauen, 5.408 bei den braunen und grünen. Mikrokrystallin. Hussak ist geneigt, sie zum Baddeleyit zu stellen. Auch in Diamantsanden des Rio St. Barbara, S. Paulo, Rio Paraguassú, Bahia, und in der Gegend von Diamantina gefunden. Sie bestehen aus 97 % $ZrO_2$ mit kleinen Mengen von Eisen usw. J. Reitinger (Z. X. **37**. 1903. 567) fand in einer hellbraunen Probe aus dem Gebiet der Serra de Caldas sp. G. = 4.850, $SiO_2$ 15.35, $ZrO_2$ 81.64, $TiO_2$ 0.51, $Fe_2O_3$ 1.10, $Al_2O_3$ 0.90, Glühverlust 0.63 und in einer schiefergrauen ebendaher sp. G. = 5.245, $SiO_2$ 1.94, $ZrO_2$ 93.18, $TiO_2$ 0.61, $Fe_2O_3$ 2.76, $Al_2O_3$ 0.64, Glühverlust 0.47. Anstehend als 5—6 mm dicke Krusten auf zersetztem Syenitboden desselben Gebietes findet sich Zirkonoxyd mit ausgezeichneter Glaskopfstruktur, sp. G. = 5.538, $SiO_2$ 0.48, $ZrO_2$ 97.19, $TiO_2$ 0.48, $Fe_2O_3$ 0.92, $Al_2O_3$ 0.40, Glühverlust 0.38. Diese Krusten sitzen meistens zunächst auf einer mikrokrystallinen und oft porösen dunkelgrünlichgrauen, wesentlich auch aus $ZrO_2$ bestehenden Masse. Parallel zur Faserung geschliffen zeigt sich ein konzentrisch schaliger Wechsel von hell- und dunkelbraunen Schichten, parallele Auslöschung, starke Doppelbrechung, Pleochroismus dunkelölgrün parallel zur Faserung, hellbraun senkrecht dazu. Im Schnitt quer zur Faserung ist die Farbe dunkelkastanienbraun; im konvergenten Licht das Kreuz der einaxigen Substanzen. Spaltrisse nach einem rechten Winkel. Danach sind diese Substanzen nicht Baddeleyit, sondern eine quadratische Form von $ZrO_2$. Der Charakter der Doppelbrechung scheint nicht bestimmt zu sein.

## Hydrargillit.

Chem.: $Al(OH)_3$.

a : b : c = 1.7089 : 1 : 1.9184, $\beta = 85^\circ\ 29'$ W. C. Brögger (1).

Morph.: Sechsseitige Blättchen mit c = oP (001), a = $\infty P\infty$ (100), m = $\infty P$ (110), d = $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), auch mehrere abgeleitete Prismen und

positive Hemipyramiden. — Zwillingsbildungen nach mehreren Gesetzen, besonders nach der Basis und dieses Gesetz kombiniert mit anderen Gesetzen, besonders einem dem Glimmerzwillingsgesetz entsprechenden, wobei die Zwillingsebene senkrecht auf c (001) steht, und die Kante c/m des einen Individuum mit der Kante c/a des anderen zusammenfällt. — Das Schema dieser Zwillingsbildung gibt Fig. 63, wobei man sich die Blättchen mit der Basis übereinander gelegt denken muß. — Meistens divergent-strahlig-blättrige bis kuglige Aggregate.

$110 : 1\bar{1}0 = 119^\circ\ 10'.5$, $001 : 110 = 87^\circ\ 43'$, $001 : \bar{1}01 = 50^\circ\ 50'$.

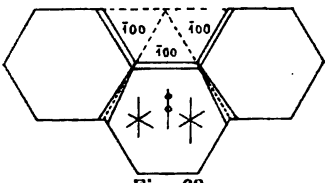


Fig. 63.

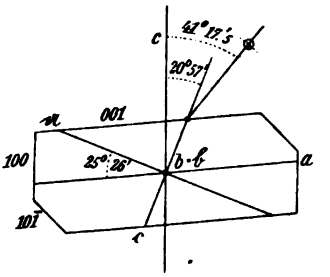


Fig. 64.

Koh.: Glimmerähnliche Spaltung nach c (001). — Schlagfigur nach O. Mügge (2) dreistrahlig, die Strahlen anscheinend senkrecht gegen die Basiskanten (Fig. 63). — H. = 2.5—3. — Sp. G. = 2.34—2.42.

Opt.: Glasglanz, auf der Basis Perlmutterglanz, dichte Aggregate oft nur schimmernd. — Farbe weiß, grau, gelblich, rötlich; farblos durchsichtig. — Brechungsvermögen schwach, positive Doppelbrechung stark. Die Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene, b = b, parallel einem Strahl der Schlagfigur auf (001), Fig. 63; die positive Bisektrix ist gegen die Axe c um 20° 57', gegen die Normale auf (001) um 25° 26' im spitzen Winkel $\beta$ geneigt, Fig. 64 u. 65. — Winkel der optischen Axen schwankend von 0° (Langesund) bis nahezu 40° (Slatoust). Dispersion stark $\varrho > v$ nach A. Des Cloizeaux. Die Axenbilder durch die Zwillingsbildungen oft gestört.

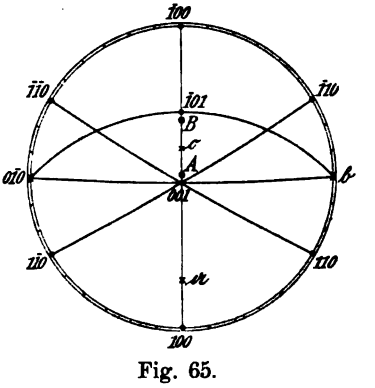


Fig. 65.

$\alpha = \beta = 1.5347$, $\gamma = 1.5577$,[1]) $\gamma - \alpha = 0.023$.

Reakt.: Gibt im Kölbchen Wasser und wird trübe. — Unschmelzbar v. d. L. Mit Kobaltsolution Blaufärbung. In konzentrierter Schwefelsäure löslich.

[1]) Berechnet von Brögger aus der wirklichen Auslöschungsschiefe von c : c = 20° 57' und der Neigung der in Luft austretenden Axe gegen die Normale auf oP (001) = 41° 17' 30° für den Hydrargillit des Langesundes. Für dieses Vorkommen fallen die Axe c und die beiden optischen Axen zusammen.

Diagn.: Vom Kaolin unterscheidet den Hydrargillit die starke Doppelbrechung, vom Kalk und Muscovit der optisch positive Charakter und die stark schiefe Auslöschung, vom Brucit das chemische Verhalten und die schiefe Auslöschung.

Vork. Der Hydrargillit begleitet gern Korund und Smirgel und hat als Verwitterungsprodukt von Feldspaten eine weite Verbreitung im Laterit und besonders in den beauxitisch verwitternden Basalten, worüber Ad. Liebrich (3) lehrreiche Beobachtungen an vogelsbergischen Vorkommnissen mitteilt.

Künstliche Darstellung. A. de Schultén (4) erhielt Krystalle von Hydrargillit aus einer gesättigten Lösung von Aluminiumhydroxyd in verdünntem Ammoniak durch sehr langsame Entweichung des Ammoniaks aus der erhitzten Lösung. Größere Krystalle in den Formen und Zwillingsbildungen der natürlichen erhielt er durch Fällung einer heißen alkalischen Lösung von $Al(OH)_3$ mit Kohlensäure.

Literatur. (1) Z. X. **16**. 1890. 16. — (2) N. J. 1884. I. 56. — (3) Beitrag zur Kenntnis des Beauxits vom Vogelsberg. Inaug. Diss. Gießen 1891. — (4) Bull. Soc. min. Fr. **19**. 1896. 157.

## Gips.

Chem.: $CaSO_4$, $2H_2O$.

$a:b:c = 0.68994:1:0.41241$, $\beta = 80^\circ 42'$.

Morph.: Dicktafelförmige Krystalle mit $b = \infty P\bar{\infty}$ (010), $l = -P$ (111), $m = \infty P$ (110), seltener mit $n = P$ ($\bar{1}11$) oder positiven Hemiorthodomen. Oft gestreckt nach der Kante von $\infty P$ (110) und dann gern verzwillingt nach $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), oder gestreckt nach der Kante von l (111) und dann sehr selten verzwillingt. — Linsenförmige Krystalle mit mehr oder weniger stark gerundeten Kanten und Ecken der Kombination l (111), e ($\bar{1}03$), mit sehr kleinem m (110) und dann gern in Zwillingen nach d (101).

| | |
|---|---|
| $110:1\bar{1}0 = 68^\circ 30'$ | $\bar{1}11:\bar{1}\bar{1}1 = 41^\circ 20'$ |
| $111:1\bar{1}1 = 36^\circ 12'$ | $\bar{1}03:100 = 92^\circ 11'$ |
| $101:100 = 52^\circ 25'.5$ | $\bar{5}09:100 = 95^\circ 56'$. |

Tafeln und blättrige Aggregate. Parallelfasrige Aggregate. Körnige bis dichte Massen.

Koh.: Spaltbarkeit höchst vollkommen nach b (010), muschlig nach a (100), fasrig nach n ($\bar{1}11$). — Gleitflächen nach d (101) und $\frac{5}{9}P\bar{\infty}$ ($\bar{5}09$). — H. = 2. — Sp. G. = 2.32.

Opt.: Glasglanz, auf b (010) perlmutterartig. Farblos, weiß, durch Beimengungen von kohligen und tonigen Substanzen und von Eisenverbindungen oft grau, gelb, rot, braun, schwarz. Im durchfallenden Licht farblos. — Ebene der optischen Axen die Symmetrieebene; optischer Charakter positiv. Brechungsvermögen und Doppelbrechung gering. — $c:c = 52^\circ$—$53^\circ 40'$ im stumpfen Winkel $\beta$ (Fig. 66).

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Gips | $\alpha_{na} = 1.5208$ | $\beta_{na} = 1.5229$ | $\gamma_{na} = 1.5305$ | V. von Lang (1) |
| Sicilien | $= 1.5204$ | $= 1.5229$ | $= 1.5296$ | C. Klein (2) |
| Romagna | $= 1.5204$ | $= 1.5225$ | $= 1.5296$ | C. Viola (3) |
| Montmartre | $= 1.5205$ | $= 1.5226$ | $= 1.5296$ | H. Dufet (4) |
| | $2V_{li} = 57^\circ 28'$ | $2V_{na} = 58^\circ 1'.5$ | $2V_{tl} = 57^\circ 56'$ | „ |
| | $= 57^\circ 18'$ | $= 58^\circ 8'$ | $= 58^\circ 6'$ | V. von Lang (1) |

$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0091-0.0097$, $(\gamma-\beta)_{na} = 0.0067-0.0071$, $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0021-0.0025$.

Brechungsexponenten und damit die Axenwinkel ändern sich beträchtlich mit der Temperatur. 2V wird nach Des Cloizeaux = 0 für rote Strahlen bei 116°; schon bei niederer Temperatur gehen die Axen für kürzere Wellenlängen in die normalsymmetrische Lage mit horizontaler Dispersion über. Die positive Bisektrix verschiebt sich zwischen 20° und 95° um $5^1/_2$°.

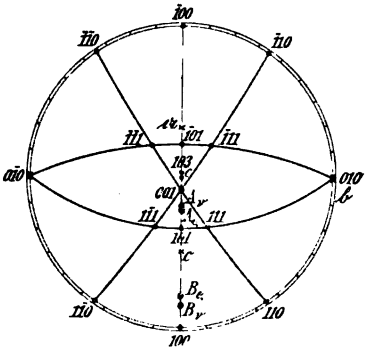


Fig. 66.

Reakt.: Gibt in Kölbchen reichlich Wasser. V. d. L. wird er trübe, blättert auf und schmilzt zu weißem Email. Mit Soda auf Kohle Heparreaktion. In Wasser schwer löslich; bei gewöhnlicher Temperatur braucht 1 Teil Gips 420 Teile Wasser zur Lösung. Leichter löslich in Säuren.

Vork. Der Gips für sich allein bildet die als körniger Gips und dichter Gips bekannten Gesteine, welche durch Beimengung von tonigen Mineralien und Calcit in die Gipsmergel übergehen. In den reinen Gipsen sind die einzelnen Individuen allotriomorph, mit zunehmenden Beimengungen toniger und kalkiger Natur tritt mehr und mehr idiomorphe Begrenzung der einzelnen Gipsindividuen auf, die dann bald linsenförmig, bald tafelförmig, anscheinend nie säulenförmig werden. Die rundum ausgebildeten Krystalle des Gipses finden sich eingebettet in Tonen, Mergeln und Sanden und haben hier die oben angegebenen Formen. Ihre Oberfläche ist oft in hohem Grade korrodiert und geätzt. Mit dem Studium dieser Ätzfiguren beschäftigte sich neben anderen Autoren eingehend Alfr. Mühlhauser (5), der auch die überaus regelmäßige Anordnung der Einschlüsse von tonigen Substanzen und Eisenoxyden auf Ebenen beobachtete, welche die zu den Flächen 111, $1\bar{1}1$, $\bar{1}1\bar{1}$, $\bar{1}\bar{1}\bar{1}$, 110, $1\bar{1}0$, $\bar{1}10$, $\bar{1}\bar{1}0$ mit den Flächen 010 und $0\bar{1}0$ gehörigen Anwachskegel trennen. Das ist also dieselbe Erscheinung, welche oben bei Granat, Andalusit, Staurolith und Cordierit erwähnt wurde. Auch Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse sind in den Gipskrystallen und den körnigen Gipsen bald in unregelmäßiger Form, bald in Krystallnegativen nicht selten. Akzessorisch findet man im körnigen und dichten Gips eingewachsene Individuen von Calcit, Dolomit, Siderit, Magnesit und Quarz. Die erste mikroskopische Beschreibung der Gipsgesteine lieferte Fr. Hammerschmidt (6); eine eingehende Bearbeitung der eocänen und oligocänen Gipse des Pariser Beckens und mancher rezenten Gipsbildungen gab A. Lacroix (7). Besonders die mannigfachen Pseudomorphosierungen des Gipses durch Karbonate und Kieselmineralien (Quarz, Chalcedon, Lutecit, Quarzin, Opal) finden dort klare Beleuchtung.

Daß in den Fasergipsen von Zimmersheim im Oberelsaß die Faserrichtung der aufrechten Krystallaxe entspreche, zeigte J. Beckenkamp (8). Das entspricht den Beobachtungen von O. Maschke und H. Vater (9) über das Wachstum der Gipskrystalle.

Literatur. (1) S. W. A. **76**. 1877. 793. — (2) S. B. A. 1899. 361. — (3) Z. X. **32**. 1899. 120. — (4) Bull. Soc. min. Fr. **11**. 1888. 125. — (5) T. M. P. M. **20**. 1901. 367. — (6) T. M. P. M. **5**. 1882. 245. — (7) Nouv. Archives du Muséum. Paris **9**. 1897. 201. — (8) Z. X. **17**. 1890. 331. — (9) Z. X. **23**. 1900. 57.

## Monazit.

Chem.: (Ce, La, Di)$PO_4$ mit wechselnden Mengen von $ThO_2$ und kleinen Mengen von $SiO_2$, $Fe_2O_3$, CaO, PbO usw. Nach J. Reitinger

(Z. X. 37. 1903. 560) gehört $SiO_2$ nicht zum Bestande des Minerals. Nach Penfield (Amer. Journ. 24. 1882. 250 und 36. 1888. 317) enthalten die Monazite öfter Einschlüsse von Thorit oder vielmehr von seinen Umwandlungsprodukten. Das würde den Gehalt an $ThO_2$ der Analysen erklären. Auch O. Mann (Beiträge zur Kenntnis verschiedener Mineralien. Inaug. Diss. Dresden 1904) beobachtete Thorit im Monazit von Twedestrand und Miask, und zwar immer auf Sprüngen und Spalten des Wirtes. Im Monazit von Chester glaubt Mann Einschlüsse von Sillimanit beobachtet zu haben.

$a : b : c = 0.96933 : 1 : 0.92558$, $\beta = 76^\circ\ 20'$.

Morph.: Krystalle tafelförmig nach a (100), oft gestreckt nach der Symmetrieaxe, auch nach der Kante von v ($\bar{1}11$), in Goldsanden und Phylliten der Gegend von Diamantina nach c. a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), b = $\infty P\breve{\infty}$ (010), m = $\infty P$ (110), l = $\infty P\bar{2}$ (210), n = $\infty P\grave{2}$ (120), w = $-P\bar{\infty}$ (101), x = $P\infty$ ($\bar{1}01$), e = $P\grave{\infty}$ (011), u = $2P\grave{\infty}$ (021), v = $P$ ($\bar{1}11$) u. a.

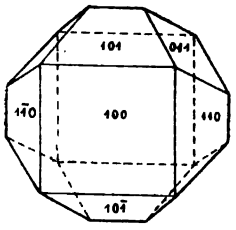



Fig. 67.

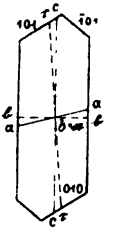



Fig. 68.

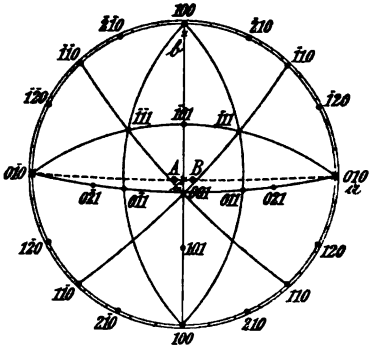



Fig. 69.

Formen (Fig. 67). — Zwillinge nach a (100) häufig, Krystalle klein, sehr oft nur von mikroskopischen Dimensionen; in den Pegmatiten auch zu beträchtlicher Größe anwachsend. Gerollte Körner in den Sanden.

$100 : 110 = 43^\circ\ 17'$ $100 : 101 = 39^\circ\ 12'.5$ $011 : 0\bar{1}1 = 83^\circ\ 56'$
$100 : 120 = 62^\circ\ 21'$ $\bar{1}00 : \bar{1}11 = 53^\circ\ 31'$ $021 : 0\bar{2}1 = 121^\circ\ 51'$
$100 : 210 = 25^\circ\ 13'$.

Koh.: Spaltbarkeit nach a (100) und b (010) deutlich. Eine bald vollkommene, bald deutliche Teilbarkeit nach c (001) fehlt nach W. Ramsay und A. Zilliacus (1) dem Monazit von Lokansaari, Finland, ganz, der aber eine Absonderung nach v ($\bar{1}11$) zeigt. Bruch muschlig bis uneben. — H. = 5.5. — Sp. G. = 4.9—5.3.

Opt.: Schwacher Glasglanz ins Harzige. — Farbe gelblich oder rötlichbraun, auch hyacinthrot; im durchfallenden Lichte farblos bis gelblich. — Brechungsvermögen hoch; starke positive Doppelbrechung. Schwache horizontale Dispersion mit $\varrho < v$. b = a, c : c schwankend zwischen 2° und 6° 30′ im stumpfen $\sphericalangle \beta$ (Fig. 68 u. 69), nach Oscar Pohl

(10) 3° 1′ im spitzen Winkel $\beta$ bei Monazit von Prägraten. — Winkel der optischen Axen klein.

| | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | 2E | c:c | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Arendal[1]) | 1.7957 | 1.7965 | 1.8411 | 23° 2′ | —3° | A. E. Wülfing |
| „ | | 1.7999 | 1.8446 | | | H. R. |
| Lokansaari[2]) | 1.7863 | 1.7879 | 1.8373 | 22° 25′ | —4° | W. Ramsay und A. Zilliacus (1) |
| Schüttenhofen[3]) | 1.9285 | 1.9465 | | 24° 56′(na) | —5° 54′ | R. Scharizer (2) |
| Froßnitz Alp[4]) | 1.794(na) | | | 35° 57′(na) | —2° | H. L. Bowman (3) |
| Val Nalps, Tavetsch | 1.798(na) | | | 36° 12′(na) | —4° 24′ | „ |
| Valser Tal, Graubünden | | | | 36° (na) | —2° 24′ | „ |
| Alexander Co.,[5]) N.C. | 1.792(na) | | | 28° 56′(na) | —2° 15′ | „ |
| New York City | | | | 24° 7′.5(na) | —2° | „ |
| Pisek Böhmen[6]) | | | | 28° 25′ | | C. Vrba (4) |
| Norwich[7]) | | | | 29° 4′(rot) | —3° 46′ | A. Des Cloiz. (5) |
| Sibirien[8]) | | | | 31° 8′.5(rot) | | „ |

$\gamma - \alpha = 0.0454—0.0510$, $\gamma - \beta = 0.0446—0.0494$, $\beta - \alpha = 0.0008—0.0016$.

Pleochroismus fehlt im Dünnschliff, Absorption deutlich $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} = \mathfrak{a}$. Am Turnerit fand Ch. O. Trechmann (7) $\mathfrak{a}$ hellgelb, $\mathfrak{b}$ dunkelgelb, $\mathfrak{c}$ grünlichgelb.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar, mit konz. Schwefelsäure befeuchtet und geglüht bläulichgrüne Flammenfärbung. — In Salzsäure schwer löslich unter Hinterlassung eines weißlichen Rückstandes.

Diagn.: Vom Olivin unterscheidet den Monazit der kleine Winkel der optischen Axen, vom Titanit die schwache Dispersion derselben, von beiden der chemische Nachweis der Phosphorsäure.

Vork. Der Monazit ist ein nicht seltener Übergemengteil granitischer Gesteine, zumal der eigentlichen Granite, der Aplite und Pegmatite und der Orthogneiße. Seine frühe Bildung bedingt den nie fehlenden Idiomorphismus. Die nur selten 4 mm erreichenden, meistens unter 2 mm bleibenden Kryställchen häufen sich in den Flußsanden mit den anderen schweren Gemengteilen dieser Gesteine und werden hier ihres Th-Gehaltes wegen technisch gewonnen. Die weite Verbreitung der Monazite in den brasilianischen Graniten und Gneißen wies O. A. Derby (8) nach, eine genauere Beschreibung derselben gab Eug. Hussak (9).

Literatur. (1) Öfversigt of Finska Vet. Soc. Forhandl. 1897. 39. — (2) Z. X. **12**. 1887. 255. — (3) Z. X. **33**. 1900. 113. — (4) Z. X. **15**. 1889. 203. — (5) Nouv. Rech.

[1]) Die Brechungsexponenten sind Mittel der Beobachtungen an mehreren Prismen im Gaslicht mit einem möglichen Fehler von $\pm$ 0.0004. — Der Axenwinkel ist Mittel aus drei Messungen nach der Methode von E. Mallard. Andere Messungen ergaben 2E = 22° 9′, 24° 6′, 25°, 25° 4′.

[2]) Alle Zahlen beziehen sich auf Na-Licht. Lokansaari ist eine Insel im Gebiet des Dorfes Hunttila im Kirchspiel Sordawala, nördlich vom Ladoga-See.

[3]) $2E_{rot}$ wird zu 25° 22′ angegeben, wonach die Dispersion $\varrho > v$ wäre. — $\alpha$ und $\beta$ wurden nach der Chaulnesschen Methode bestimmt.

[4]) Die Froßnitzalpe liegt bei Prägraten in Tirol. Für dieses Vorkommen wird angegeben $c_{na} : c > c_v : c$.

[5]) Bei Anwendung weißen Lichtes gab das Prisma nur ein rotes und grünes Bild; vermittels dieser wurde gefunden $\alpha_{rot} = 1.789$, $\alpha_{grün} = 1.795$.

[6]) $2E_{rot} = 29° 7′$, wonach die Dispersion $\varrho > v$ wäre.

[7]) $2E_{blau} = 28° 48′$.

[8]) $2E_{blau} = 31° 43′ 20″$.

Paris 1867. 150. — (6) Bull. Soc. min. Fr. 4. 1881. 57. — (7) N. J. 1876. 593. — (8) Amer. Journ. 37. 1889. 109. — (9) T. M. P. M. 12. 1892. 470. — (10) T. M. P. M. 22. 1903. 472.

## Lazulith.

Chem.: $(AlOH)_2Mg(PO_4)_2$, mit wechselnder Ersetzung des Mg durch Fe.

a : b : c = 0.97496 : 1 : 1.6483, $\beta = 89^\circ\ 14'$.

Morph.: Krystalle von pyramidalem Habitus mit p = —P (111), e = P ($\bar{1}11$), t = —P$\bar{\infty}$ (101) und anderen Formen. Oft verzerrt und prismatisch durch starkes Vorherrschen einer Pyramide oder tafelförmig durch starkes Vorherrschen eines Pyramidenflächenpaares. — Zwillinge nach a (100) mit unregelmäßiger, oder etwa der Basis paralleler Ver-

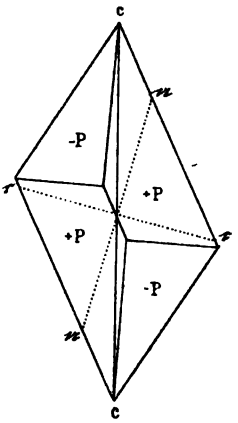


Fig. 70.

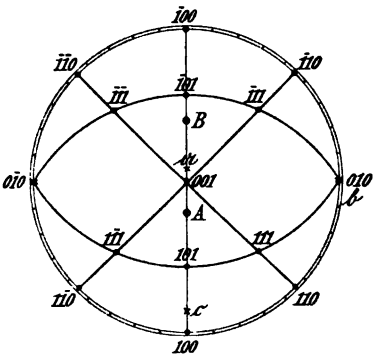


Fig. 71.

wachsungsebene. — Rundliche bis rundlich eckige Körner und Körneraggregate.

$111 : 1\bar{1}1 = 79^\circ\ 40'$
$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 80^\circ\ 20'$
$111 : 11\bar{1} = 82^\circ\ 30'$.

Koh.: Spaltbarkeit, selten mikroskopisch wahrnehmbar, nach e ($\bar{1}11$). Bruch uneben. — H. = 5—6. — Sp. G. = 3.0—3.12.

Opt.: Glasglanz. Himmelblau bis bläulichweiß, — b = b, a : c = 9° 30'—9° 45' im spitzen Winkel $\beta$ (Fig. 70 u. 71). Die negative spitze Bisektrix bildet mit der Kante von ($\bar{1}11$) einen Winkel von etwa 30°, mit der von (111) etwa 40°. — An brasilianischem Lazulith fanden A. Michel-Lévy und A. Lacroix (1)

$\alpha = 1.603$ $\beta = 1.632$ $\gamma = 1.639$
$\gamma - \alpha = 0.036$ $\gamma - \beta = 0.007$ $\beta - \alpha = 0.029$.

An Krystallen von Graves Mount., Georgia, fand A. von Lasaulx (2) $2E_\varrho = 111^\circ$, A. Des Cloizeaux (3)

$2E_{rot} = 132^\circ\ 29'$, $2E_{blau} = 134^\circ\ 25'$ und
$2E_{rot} = 136^\circ\ 25'$, $2E_{blau} = 138^\circ\ 4'$.

Deutlicher Pleochroismus mit a farblos, b = c himmelblau. Die nicht pleochroitischen Schnitte sind schwach, die pleochroitischen stark doppelbrechend.

Reakt.: Im Kölbchen geglüht wird er weiß und gibt Wasser ab. — V. d. L. unschmelzbar, zerfällt in Stückchen und färbt die Flamme, besonders bei Befeuchtung mit Schwefelsäure, bläulichgrün. — Wird von Säuren erst nach dem Glühen angegriffen.

Diagn.: Vom Korund unterscheidet den Lazulith die Zweiaxigkeit und starke Doppelbrechung, vom blauen Cordierit die starke Doppelbrechung, vom blauen Disthen und blauen Amphibolen die mangelnde Spaltbarkeit, vom Dumortierit die Form, vom Sapphirin und Serendibit die starke Doppelbrechung.

Vork. Die mikroskopische Beschreibung des Lazuliths gab A. von Lasaulx (2) an Krystallen von Graves Mount., Lincoln Co. Georgia. Die Heimat des Lazuliths sind die Quarzite der älteren paläozoischen Formationen und des krystallinen Schiefergebirges.

Literatur. (1) Min. des roches. Paris 1888. 229. — (2) Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn 1883. 274.

## Karpholith.

Chem.: $H_4MnAl_2Si_2O_{10}$ mit wechselnder Vertretung des Mn durch Fe und Mg, des Al durch Fe, und mit kleinen Mengen von Alkalien.

$110 : 1\bar{1}0 = 68° 33'$.

Morph.: Stenglige bis fasrige Aggregate mit paralleler oder radialer Anordnung. Krystallflächen nur in der Prismenzone vorhanden, die sich teils als solche von Pinakoiden, teils als solche von Prismen optisch erkennen lassen. Habitus fibrolithähnlich.

Koh.: Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar. Sehr spröde. — H. = 5—5.5. — Sp. G. = 2.935.

Opt.: Seidenglanz. Strohgelb bis wachsgelb oder auch grün, im durchfallenden Lichte farblos, gelblich, grünlich. — Brechungsvermögen $> 1.6$, negative Doppelbrechung stark, etwa wie bei Sillimanit. b = a, $c : c = 3° 30'—4°$, wobei die Faseraxe als aufrechte Krystallaxe gedacht ist. Axenwinkel groß. — Pleochroismus deutlich mit c farblos, a = b gelbgrün bis gelb. So am gelben Karpholith von Schlaggenwalde. Am grünen K. vom Südharze nach A. Michel-Lévy und A. Lacroix (1) n = 1.627, $\gamma - \alpha = 0.022$, $c : c = 3°—5°$, $2V = 60°$ etwa, Pleochroismus wie Schlaggenwalde.

Reakt.: Schmilzt v. d. L. zu braunem Glase. Gibt sein Wasser erst bei hoher Temperatur ab. In der Perle Reaktion auf Mn und Fe. Wird von Salzsäure nicht angegriffen.

Vork. Wurde zuerst auf Klüften eines Topas und Flußspat führenden greisenartigen Granits (mit Lithioneisenglimmer) von Schlaggenwalde entdeckt, dann von K. A. Lossen (2) aus der sog. regionalmetamorphen Zone des südöstlichen Harzes (Biesenrode bei Wippra) in Quarztrümern beschrieben, nachdem ihn bereits F. A. Roemer von dieser Lokalität erwähnt hatte.

Literatur. (1) Min. des roches. Paris 1888. 164. — (2) Z. D. G. G. 22. 1870. 455.

## Sapphirin.

Chem.: $Mg_5Al_{12}Si_2O_{27}$ mit geringer Vertretung von Mg durch Fe. a : b : c = 0.65 : 1 : 0.93, $\beta = 79^\circ\ 30'$ N. V. Ussing (1).

Morph.: Tafelförmige Individuen, selten mit scharfer Begrenzung durch meßbare Krystallflächen (Fig. 72). a = ∞P∞ (100), b = ∞P∞ (010), m = ∞P (110), q = P∞ (011) mit $110 : 1\bar{1}0 = 65^\circ\ 6'$, $010 : 011 = 47^\circ\ 30'$. — Angenähert parallelblättrige Aggregate, so daß zwischen gekreuzten Nicols größere Individuen mit lamellarem Zwillingsbau vorzuliegen scheinen. Bei mehr divergenter Anordnung der Individuen grenzen sich diese im Durchschnitt mehr oder weniger keilförmig gegeneinander ab.

Fig. 72.

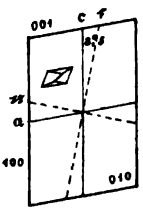


Fig. 73.

Koh.: Spaltbarkeit nicht wahrnehmbar. Unregelmäßige Zerklüftung verbreitet, wohl auch mit mehr oder weniger parallelem Verlauf der Risse. Bruch flachmuschlig. — H. = 7.5. — Sp. G. = 3.486.

Opt.: Glasglanz. Farbe blaßblau, selten grün. — Brechungsvermögen hoch, negative Doppelbrechung sehr schwach. b = b, c : c = 8°.5 im spitzen Winkel $\beta$ (Fig. 73). Geneigte Dispersion sehr deutlich, mit $\varrho < v$. Winkel der optischen Axen groß.

$\alpha_\varrho = 1.7055$ $\beta_\varrho = 1.7088$ $\gamma_\varrho = 1.7112$ N. V. Ussing (1).

In Thouletscher Lösung (n = 1.7188) $2K_a = 68^\circ\ 50'$, $2K_o = 111^\circ\ 13'$ in Na-Licht. Daraus

$$2V_{na} = 68^\circ\ 49,\ \beta_{na} = 1.712$$
$$(\gamma-\alpha)_\varrho = 0.0057,\ (\gamma-\beta)_\varrho = 0.0024,\ (\beta-\alpha)_\varrho = 0.0033,$$

$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0058$ mit dem Babinetschen Kompensator gemessen. N. V. Ussing (1)

$2H_a = 77^\circ\ 50'$ für rot $= 79^\circ\ 0'$ für blau N. V. Ussing (1)
$2H_a = 83^\circ\ 29'$ $= 83^\circ\ 55'$ für gelb $= 84^\circ\ 34'$ für grün A. Des Cloiz. (2).

Pleochroismus deutlich in nicht zu dünnen Platten. Bei dem blauen Sapphirin a farblos, b = c blau, bei den selteneren dunkelgrünen a hellgrünlichblau, b dunkelblaugrün, c gelblichfahlgrün.

Reakt.: Unschmelzbar v. d. L. Unangreifbar von Säuren, dagegen von Kaliumbisulfat leicht angegriffen, welches auf der Tafelfläche (010) die Ätzfiguren, wie in Fig. 73, hervorruft.

Diagn.: Vom Korund unterscheidet den Sapphirin die Zweiaxigkeit und schiefe Auslöschung, vom Lazulith die schwache Doppelbrechung, vom Cyanit, den Sprödglimmern und den blauen Amphibolen der Mangel der Spaltbarkeit, vom blauen Cordierit die höhere Lichtbrechung, vom Serendibit die fehlende Zwillingslamellierung.

Vork. Der Sapphirin bildet kleine linsenförmige Lagermassen im Glimmerschiefer und Gneiß bei Fiskernäs an der Westküste von Grönland. Diese bestehen neben Sapphirin entweder aus grüner Hornblende, farblosem oder schwach bräunlichem Gedrit und hellbraunem Magnesiaglimmer (Anomit), welcher sehr innig mit dem Sapphirin verwachsen

ist und zwar so, daß seine Fläche oP (001) auf $\infty P\bar{\infty}$ (010) des Sapphirins liegt, oder aus braunem Bronzit, dunkelgrünem Spinell und wenig Glimmer. In dem ersten Typus des Sapphiringesteins findet sich akzessorisch Cordierit, Anorthit und Kornerupin und der Sapphirin ist deutlich tafelförmig; im zweiten ist der Sapphirin unregelmäßig begrenzt und die genannten Minerale fehlen.

Literatur. (1) Z. X. 15. 1889. 598. — (2) Man. de Min. Paris 1874. 42. vol. 2.

## Chondrodit und Klinohumit.

Chem.: $Mg_8[Mg(F.OH)]_2(SiO_4)_2$ für Chondrodit nach S. L. Penfield und W. T. H. Howe (1), $Mg_7[Mg(F.OH)]_2(SiO_4)_4$ für Klinohumit. Dieselben, mit wechselnder Vertretung von Mg durch Fe.

a:b:c = 1.08028:1:3.14379, $\beta = 90°$ für Chondrodit nach G. vom Rath (2)
= 1.08028:1:5.65883, $\beta = 90°$ für Klinohumit „ „

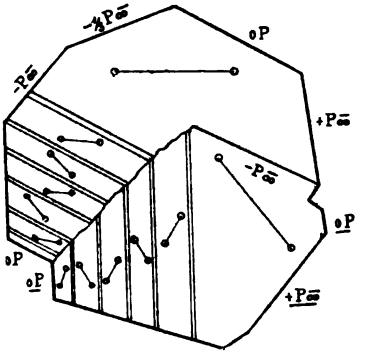



Fig. 74.

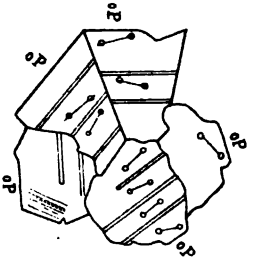



Fig. 75.

Morph.: In den Gesteinen wohl nie ausgebildete Krystalle, sondern rundliche bis eiförmige, oder ganz unregelmäßige Körner, bisweilen mit einzelnen spiegelnden Facetten. Zwillingslamellierung parallel oP (001) sehr verbreitet und oft bei Chondrodit kombiniert mit Zwillingsbildung nach $\frac{1}{5}P\bar{\infty}$ (105) oder $\frac{3}{5}P\bar{\infty}$ (305) bei Chondrodit, nach $\frac{1}{3}P\bar{\infty}$ (103) bei Klinohumit. So entstehen Durchschnitte nach der Symmetrieebene, wie sie nach A. Des Cloizeaux (3) in Fig. 74 und 75 wiedergegeben sind. Die Zwillinge nach (105) und (305) sind schwer zu unterscheiden, da der Winkel 105 : 305 = 90° 24′ fast ein rechter ist.

| | Chondrodit | Klinohumit | | Chondrodit | Klinohumit |
|---|---|---|---|---|---|
| 001 : 101 = | 71° 2′ | 79° 11′.5 | 001 : 305 = | 60° 12′ | 72° 21′ |
| 001 : 103 = | 44° 8′ | 60° 12′ | 111 : 001 = | 76° 50′.5 | 82° 36′ |
| 001 : 011 = | 72° 21′ | 79° 59′ | 111 : 100 = | 48° 26′ | 47° 39′ |
| 001 : 012 = | 57° 32′ | 70° 32′ | 111 : 010 = | 44° 23′.5 | 43° 18′ |
| 001 : 105 = | 30° 12′ | 46° 20′ | | | |

Koh.: Spaltbarkeit nach c (001) in hinreichend dünnen Schliffen deutlich. Unregelmäßige Zerklüftung sehr verbreitet. Bruch unvollkommen muschlig. — H. = 6—6.5. — Sp. G. = 3.1—3.2.

Opt.: Glasglanz. Farblos, grau, gelb, braun, bräunlichrot, hyacinthrot, im durchfallenden Lichte dieselben Farben in bedeutend helleren Tönen. — Lichtbrechung hoch, starke positive Doppelbrechung. Lage der optischen Axenebene normalsymmetrisch, b = c spitze Bisektrix, a : a = 25°—30° bei Chondrodit, 7°—15° bei Klinohumit (Fig. 76 und 77), im Sinne eines negativen Orthodomas gegen die Basis geneigt. Dispersion der optischen Axen sehr schwach bis unmerklich. Für die Größe der Neigung der optischen Axenebene gibt E. S. Dana (14) bei Chondrodit von Tilly Foster Jron Mine, Brewster, N. Y. 25°—25° 59′, Hj. Sjögrén bei Chondr. von Nyakopparberg (5) etwa 30°, von Nordmarken (6) 27° 30′, A. Des Cloizeaux, A. Michel-Lévy und A. Lacroix (7) etwa 30°, A. Des Cloizeaux bei Klinohumit 11°, C. Klein (8) bei Klinohumit von der Somma 12° 28′, E. S. Dana (4) von

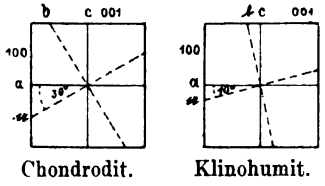
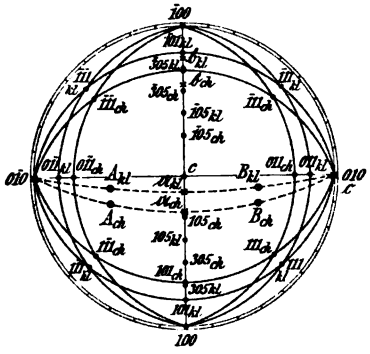



Fig. 76.




*ch* = Chondrodit, *kl* = Klinohumit.

Fig. 77.

Tilly Foster 7°.5, Hj. Sjögrén (6) von Nordmarken 12°—15°, A. Michel-Lévy und A. Lacroix (7) 9°.

Chondrodit, Kafveltorp · $\alpha = 1.607$ $\beta = 1.619$ $\gamma = 1.639$ A. Michel-Lévy und A. Lacroix (7)

„ Nordmarken $\beta_{na} = 1.659$[1]) Hj. Sjögrén (6)

Klinohumit, Nordmarken $= 1.670$ „

$\gamma - \alpha = 0.032$, $\gamma - \beta = 0.020$, $\beta - \alpha = 0.012$.

Bei gelben schwedischen Chondroditen fand Hj. Sjögrén $2H_a = 85° 53′ - 86° 43′$ für rot, $85° 41′ - 86° 33′$ für blau, immer schwach $\varrho < v$, bei braunen umgekehrt sehr schwach $\varrho > v$, bei Chondrodit von Tilly Foster gibt E. S. Dana $88° 36′ - 89°$ für rot, für gelb 10′—14′ weniger, also $\varrho > v$. — Für Klinohumit von der Somma fand C. Klein $2H_a$ für Na-Licht $= 84° 40′ - 85° 15′$. — Nach Hj. Sjögrén (6) ist für

Chondrodit von Nordmarken $2V_{li} = 79° 40′$ $2V_{na} = 79° 40′$ $2V_{tl} = 79° 38′$

Klinohumit „ „ $= 76° 29′$ $= 76° 27′$ $= 76° 24′$.

Der Pleochroismus ist deutlicher bei braunen, als bei gelben Kry-

[1]) Ist nach Brugnatelli (Z. X. 39. 1904. 218, Anmerkung 3) zu korrigieren in 1.638.

stallen, a honiggelb, goldgelb, bräunlichgelb, b wenig verschieden von c fast farblos, gelblichweiß, gelblichgrün. Die Absorption a > c > b.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar. Mit Säuren leicht gelatinierend.

Diagn.: Die Unterscheidung von Chondrodit und Klinohumit gegenüber dem Humit und Olivin liegt in der monoklinen Symmetrie; die Auslöschungsschiefe trennt die beiden Mineralien voneinander.

Vork. Chondrodit und Humit sind häufige Gemengteile der körnigen Kalke und Dolomite des krystallinen Schiefergebirges und des Kontakts mit Eruptivgesteinen. Der letztgenannten Kategorie gehören die Sommavorkommnisse an. Bekannte Fundorte für Chondrodit liefern die körnigen Kalke von Strehlen bei Geppersdorf in Schlesien nach Schumacher (9), von Boden bei Marienberg i. Sachsen, von Wunsiedel im Fichtelgebirge und der Gegend von Passau im bayrischen Walde, des Kirchspiels Pargas in Finnland, in Sussex Co., New Jersey, Orange Co., New York, in Canada u. a. O. — Weit seltener ist Klinohumit nachgewiesen, so von A. Michel-Lévy und A. Lacroix (7) in der Serrania de Ronda, Arignac im Dép. de l'Ariège. Die häufigsten Begleiter dieser Mineralien sind Phlogopit, Spinelle, Pargasit und Olivin. Sowohl Chondrodit wie Klinohumit wandeln sich außerordentlich oft in Serpentin um, neben welchem bisweilen Brucit erscheint. Körnige Kalke, die diese Pseudomorphosen zahlreich führen, heißen Ophicalcite.

R. W. Schäfer (10) beschreibt aus den Serpentinen des Allalingebietes und aus den in den Serpentinen eingeschlossenen Kalkknauern ein braunrotes, granatähnliches und ein hellgelbes bis farbloses Humitmineral, welche beide durch einen über 1 % betragenden Gehalt an BeO und die vollständige Ersetzung des Fluors durch Hydroxyl sich vom Chondrodit und Klinohumit unterscheiden. Sie treten zusammen in kleinen Körnern bis nußgroßen Massen im Serpentin, in zentimetergroßen, gerundet säulenförmigen Krystallen mit andeutungsweise sechsflächiger Begrenzung in den Kalkeinschlüssen auf. Sie mögen vorläufig Berylliumhumite heißen. Zusammensetzung des braunen Berylliumhumits: $SiO_2$ = 36.14, FeO = 5.44, BeO = 1.01, CaO = 0.10, MnO = 0.72, MgO = 48.60, $Na_2O$ = 0.34, $H_2O$ = 3.18, Gangart = 4.89, Sa = 100.42. Polysynthetische Zwillingslamellierung nach c (001). Krystallsystem monoklin. Spaltbarkeit nach c (001). H. = 6.5. — Sp. G. = 3.165 bei den hellgelben, 3.17—3 18 bei den braunen Krystallen. Schwacher Glasglanz auf der Spaltfläche, harziger Glanz auf Bruchflächen. Unregelmäßige Zerklüftung. Ebene der optischen Axen normalsymmetrisch. b = a spitze negative Bisektrix. Auslöschungsschiefe = 30° etwa. Pleochroismus fehlt den im Dünnschliff farblosen, hellgelben Krystallen, bei den braunen a hellgelblich, b rötlichgelb (rostbraun[1]), c hellgelblich.[1]) Beide Mineralien durchdringen sich nicht selten gegenseitig in unregelmäßig begrenzten Teilen. $2V_a$ groß. Mit HCl gelatinierend.

Die Zusammensetzung des braunen Berylliumhumits aus dem Allalingebiet erinnert, von dem Gehalt an $TiO_2$ und BeO abgesehen an den Titanolivin aus den chloritischen Amphibolschiefern von Zermatt und Pfunders, welchen A. Lacroix studierte, aus den Serpentinen des Susatales und der Rocca Nera, den G. Boeris (12), sowie des Malencotales, den L. Brugnatelli (13) beschrieb.

Chem.: Nach der von Brugnatelli mitgeteilten Analyse in guter Übereinstimmung mit älteren Analysen $SiO_2$ 36.86, $TiO_2$ 4.78, MgO 45.50. FeO 9.57, MnO Spur, F Spur, $H_2O$ = 1.57, $S_a$ 98.28.

Morph.: Krystallographische Konstanten unbekannt. Monoklin. Bis nußgroße Körner und Knollen, auch Trümer, die in den Malencoserpentinen besonders an die dickerbankigen, klinochlorführenden Abarten gebunden erscheinen, in den stark geschieferten Serpentinen dagegen selten sind. — Zwillings- und Viellingsbildung nach einer Fläche der orthodiagonalen Zone bald häufig, bald selten oder fehlend.

[1]) A. K. Coomaraswamy (Q. J. G. S. 58. 1902. 399) gibt für den Klinohumit aus ceylonesischen körnigen Kalken a orangegelb, b chromgelb, c = b oder etwas dunkler an. Das erinnert an Beryllhumite.

Koh.: Spaltung fehlt. Bruch uneben. — H. = 6. — Sp. G. = 3.20—3.27.

Opt.: Glasglanz ins harzähnliche. — Farbe tiefkirschrot, Almandin- und Pyropähnlich, Strich rotorangegelb. — Lichtbrechung und Doppelbrechung hoch. Nach A. Lacroix (11) ist für Titanolivin von Zermatt

$$\alpha = 1.669,\ \beta = 1.678,\ \gamma = 1.702,\ 2E = 119^\circ\ 30'.$$

Daraus $\gamma - \alpha = 0.033$, $\gamma - \beta = 0.024$, $\beta - \alpha = 0.009$, $2V = 61^\circ\ 58'$ berechnet aus $\beta$ und 2E. — Aus den drei Hauptbrechungsexponenten fand er $2V = 62^\circ\ 56'$. Dispersion sehr deutlich $\varrho < v$. Optischer Charakter positiv. — Brugnatelli (14) gibt für Titanolivin von Val Malenco $\beta_{Na} = 1.680$. Aus Messungen des Axenwinkels in Thouletscher Lösung ($2H_a = 60^\circ\ 2'$ und $59^\circ\ 59'$ für rotes Glas, $57^\circ\ 2'$ und $56^\circ\ 50'$ für gelbes Licht) und in Ricinusöl berechnet er mit $\beta = 1.680$ für gelbes Licht $2E_a = 108^\circ\ 54'$, $2V_a = 57^\circ\ 56'$. — Starke gekreuzte Axendispersion mit $\varrho > v$. Optischer Charakter positiv. — Also b = c. — Sehr starke Dispersion der Bisektricen. — In Schnitten senkrecht zur ersten Mittellinie, also parallel (010), war mit Beziehung auf die Trace der Zwillingslamellen beiderseits dieser die Auslöschungsschiefe nach b $28^\circ$—$30^\circ$ für rotes Glas, $25^\circ$—$26^\circ$ für gelbes Licht, $14^\circ$—$15^\circ$ für blaues Glas. — Nach Lacroix und Brugnatelli übereinstimmend starker Pleochroismus mit c = b hellgelb, a rotorangegelb. V. Novarese (15) fand am Titanolivin aus archäischen Kalken Calabriens a goldgelb, b blaßgrünlichgelb. — Zur Diagnose gegenüber dem Chondrodit dient es, daß in Schnitten nach (010) bei diesem zunächst der Zwillingstrace die Richtung größerer, beim Titanolivin die Richtung der kleineren Elastizität liegt, wie schon A. Lacroix hervorhebt.

Brugnatelli beschreibt aus dem Serpentin des Val Malenco gesetzmäßige Verwachsungen von Titanolivin mit Olivin, wobei die Fläche von (010) des ersten mit der Fläche von (100) des zweiten zusammenfällt. Damit fallen auch die spitzen Bisektricen in beiden Mineralien und ebenso die Axenebene für rotes Licht im Titanolivin mit der Axenebene des Olivins zusammen. Dabei setzt die Zwillingsgrenze im Titanolivin sich ohne Ablenkung fort im Olivin. Da die Zwillingsebene in diesem sich als eine Fläche von $3P\bar{\infty}$ (031) erwies, die mit der Basis des Olivins $60^\circ\ 5'$ einschließt, so muß die Zwillingsebene im Titanolivin ein Orthodoma sein, welches die vertikale Axe unter demselben Winkel schneidet. —

Die Grenze zwischen Titanolivin und Olivin ist z. T. scharf, z. T. verwaschen, so daß ein allmählicher Übergang stattfindet und sich Flecken des einen Minerals im andern eingeschlossen finden. Beide Mineralien zeigen gleichmäßig die Umwandlung in Antigorit und in einen farblosen Pyroxen der Diopsidreihe mit $c : c = 38^\circ$—$40^\circ$. Der aus Titanolivin hervorgegangene Pyroxen besitzt Einschlüsse eines schwarzen Minerals, das vielleicht Ilmenit ist. — Brugnatelli meint, daß sich Titanolivin zu Olivin ebenso verhalte, wie Klinohumit und Chondrodit zu Humit.

Literatur. (1) Z. X. **23**. 1894. 78. — (2) Pogg. Ann. 1871. Ergänzungsband **5**. 321. — (3) N. J. 1876. 40. — (4) Amer. Journ. **11**. 1876. Februarheft und Transact. Connecticut Acad. **3**. 1875. 67. — (5) Z. X. **7**. 1883. 113. — (6) Bull. geolog. Institution of the University of Upsala **1**. 1892. Nr. 1. — (7) Bull. Soc. min. Fr. **9**. 1886. 81. — (8) N. J. 1876. 633. — (9) Z. D. G. G. **30**. 1878. 427. — (10) T. M. P. M. **15**. 1896. 126. — (11) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 15. — (12) Rivista di min. e crystall. italiana **28**. 1902. 32. — (13) Rivista di min. e crystall. italiana **28**. 1902. 3. — (14) Z. X. **39**. 1904. 209. — (15) Boll. R. Com. geol. d'Italia 1893. 78.

## Wollastonit.

Chem.: $Ca_3Si_3O_9$; öfter mit von Einschlüssen herrührendem kleinem Gehalt an MgO, FeO, $Al_2O_3$ usw. und mit etwas $H_2O$.

a : b : c = 1.05235 : 1 : 0.96494, $\beta = 84^\circ\ 35'$ nach Grosser (1).

Morph.: Tafelförmige bis stenglige, nach der Symmetrieaxe gestreckte Krystalle. a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), c = oP (001), t = $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), $\alpha$ =

$\frac{1}{4}P\bar{\infty}$ ($\bar{1}02$), $v = -P\bar{\infty}$ (101) und andere Orthodomen, selten $m = \infty P$ (110), $x = \infty P\bar{2}$ (120), $f = P$ ($\bar{1}11$), $\mu = P\bar{2}$ ($\bar{1}22$) und andere Formen. — Zwillingsbildung nach a (100). Tafelfläche meistens a (100), seltener c (001). — Parallelblättrige oder stenglige, divergentblättrige, auch rosettenförmige Aggregate.

| | | |
|---|---|---|
| $\bar{1}00 : \bar{1}01 = 50° 26'$ | $100 : 110 = 46° 20'$ | $11\bar{1} : 100 = 59° 16'$ |
| $\bar{1}00 : \bar{1}02 = 69° 55'$ | $100 : 120 = 64° 29'$ | $\bar{1}11 : 001 = 55° 25'$ |
| $100 : 101 = 44° 33'$ | $100 : 12\bar{2} = 75° 15'$ | $011 : 001 = 43° 51'$ |
| $100 : 102 = 60° 57'.5$ | $001 : \bar{1}22 = 48° 1'.5$. | |

Koh.: Spaltbarkeit nach a (100) vollkommen, nach c (001), nach t ($\bar{1}01$), auch nach $\alpha$ ($\bar{1}02$) mit wechselnder Deutlichkeit. Infolge der subparallelen Verwachsung der Individuen sind die Spaltrisse in Schnitten der orthodiagonalen Zone oft nicht ganz parallel. — Bruch uneben. — H. = 4.5—5. — Sp. G. = 2.8—2.9.

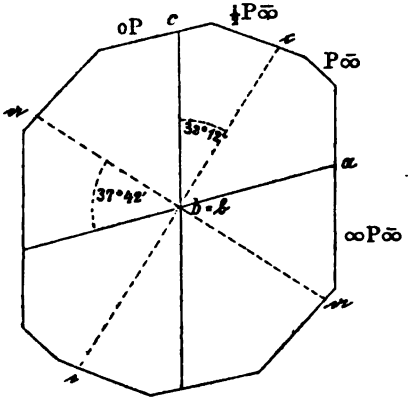
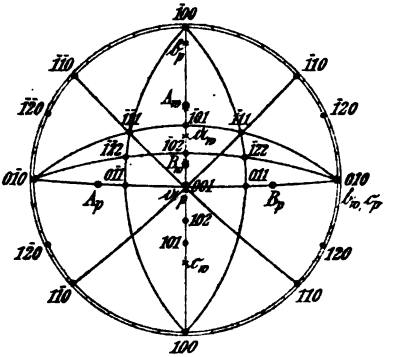



Fig. 78.




$w$ = Wollastonit, $p$ = Pektolith.

Fig. 79.

Opt.: Glasglanz, auf Spaltflächen ins Perlmutterartige. Weiß, auch mit Stich ins Graugrünliche oder Gelbliche; im durchfallenden Lichte farblos. Lichtbrechung und negative Doppelbrechung von mäßiger Stärke. Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene (Fig. 78 und 79). Fig. 79 gibt den Vergleich mit Pektolith. Geneigte Dispersion deutlich, die eine Axe hat rot innen, blau außen an den Hyperbelrändern, die andere bläulichen Ton außen und innen, $\varrho > v$. — $c : a = 32° 12'$ im spitzen Winkel $\beta$ nach Des Cloizeaux (2)

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Cziklowa | $\alpha_{na} = 1.6177$ | $\beta_{na} = 1.6307$ | $\gamma_{na} = 1.6325$ | K. Zimanyi (3) |
| Orawitza | $\alpha = 1.621$ | $\beta = 1.633$ | $\gamma = 1.635$ | Michel-Lévy u. Lacroix (4) |
| Pargas | $= 1.619$ | $= 1.632$ | $= 1.634$ | E. Mallard (5). |

$(\gamma - \alpha)_{na} = 0.0148$ $(\gamma - \beta)_{na} = 0.0018$ $(\beta - \alpha)_{na} = 0.0130$.

$2E_{rot} = 70° 40'$ $2E_{grün} = 69°$ $2E_{blau} = 68° 24'$ nach A. Des Cloizeaux (2)

$2V_{na} = 40° 34'$ nach Zimanyi (3) an Woll. von Cziklowa.

Kein Pleochroismus.

Reakt.: V. d. L. schwierig zu durchscheinendem Glase schmelzbar. In Salzsäure unter Gelatination löslich.

Diagn.: Sehr bezeichnend ist für Wollastonit die zur Längsrichtung senkrechte Lage der Ebene der optischen Axen, die jeder Schnitt der orthodiagonalen Zone im konvergenten Lichte erkennen läßt. Das unterscheidet ihn von dem sonst sehr ähnlichen Pektolith und vom Tremolit. Von farblosen Epidotmineralien mit der gleichen Orientierung der optischen Axenebene unterscheidet ihn die Gelatination mit Säuren und die niedrigere Lichtbrechung. Der optische Charakter der Hauptzone ist bei Epidoten und Wollastonit bald positiv, bald negativ, bei Pektolith und Tremolit stets positiv.

Vork. Der Wollastonit ist ein häufiger Gemengteil der körnigen Kalke der Tiefengesteinskontaktzonen, wie im Banat (bei Rezbanya, Cziklowa, Orawitza), der Kalkeinschlüsse in vulkanischen Gesteinen (Monte Somma, Capo di Bove, Santorin, von wo F. Fouqué (6) ihn beschrieb), sowie der körnigen Kalke der krystallinen Schieferformation aller Länder. Er wird in allen Vorkommnissen begleitet von Augit, Diopsid, Fassait, Granat, Vesuvian, Epidot und umschließt diese Mineralien, sowie Calcitkörner und nicht selten auch Flüssigkeitseinschlüsse. — Mit wenig Augitkörnern gemengt bildet er den Wollastonitfels, welcher zusammen mit Granatfels, in dünnen Lagen und linsenförmigen Massen in den von H. Rosenbusch (7) beschriebenen Paraaugitgneißen des Schwarzwaldes (Bellenwald gegenüber Gengenbach, Wiesbach bei Eisenbach, Grundbauernhof bei Rohrbach, Blatt Furtwangen) erscheint und fehlt auch als Gemengteil diesen Mergelgneißen selbst nicht, besonders wenn sie noch Karbonate enthalten. Dahin gehören wohl auch die Vorkommnisse, welche Ch. W. Cross (8) von Roguédas in der Bretagne, A. Lacroix (9) von anderen französischen, ceylonesischen usw. Fundorten beschrieb. —

In Eruptivgesteinen ist er jedenfalls sehr selten und erscheint meistens unter Verhältnissen, die auf ursprüngliche Einschlüsse oder Einschmelzung von Kalksteinen hinweisen. So fand ihn Lagorio (10) mantelförmig um Quarzkörner und in Drusen der kaukasischen Andesite vom Kasbek, G. vom Rath (11) in den Phonolithen von Ober-Schaffhausen am Kaiserstuhl, A. E. Törnebohm (12) im Eläolithsyenit von Alnö, O. Mügge (13) im Nephelinit des Vulkans Dönjo-Ngai im Massai-Lande in Südostafrika.

Künstliche Darstellung. Die Entstehung des Wollastonits in Glasflüssen und Schlacken geben J. Morozewicz (14) und A. Lacroix (15) an, während im allgemeinen aus trockenen Schmelzen, welche ganz oder vorwiegend aus $CaSiO_3$ bestehen nach den übereinstimmenden Angaben von L. Bourgeois, J. H. L. Vogt, C. Doelter u. a. das Calciummetasilikat in kurzen hexagonalen Säulchen und Tafeln auskrystallisiert. A. Daubrée (16) erhielt Wollastonit in Nadeln durch Einwirkung von überhitztem Wasser auf zugeschmolzene Glasröhren neben Quarz, A. Gorgeu (17) durch Wechselwirkung von $CaCl_2$ und gefällter Kieselsäure bei Gegenwart von Wasserdampf, E. Hussak (18) beim Auflösen von überschüssigem $CaSiO_3$ in einem Gemenge von Natriumsilikat und Calciumborat.

Pektolith $= NaHCa_2Si_3O_9$ mit $a:b:c = 1.1140:1:0.9864$, $\beta = 84° 40'$ bildet nach der Orthodiagonalen gestreckte Stengelchen, welche sich parallel oder büschelförmig oder auch zu radialstrahligen Sphärokrystallen aggregieren und ist isomorph mit Wollastonit. Spaltung vollkommen nach (100) und (001). — H. = 4.5—5. — Sp. G. = 2.74 bis 2.88. — Glasglanz, ins perlmutterartige und in Seidenglanz geneigt. Weiß, grau-

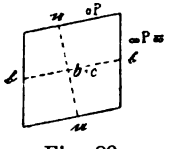


Fig 80.

lichweiß, farblos durchsichtig. — $\frac{\alpha+\beta+\gamma}{3} = 1.61$ und $\gamma-\alpha = 0.038$, $2V = 60°$ nach A. Michel-Lévy und A. Lacroix (19). Die Ebene der optischen Axen senkrecht zur Symmetrieebene und fast genau senkrecht zur Basis, b = c spitze Bisektrix (Fig. 79 und 80). Durch die Spaltfläche nach der Basis gesehen $2H_o = 143°—145°$ nach A. Des Cloizeaux (20). — V. d. L. leicht zu weißem Email schmelzbar. In HCl unter Ausscheidung schleimiger Kieselsäure löslich. — Pektolith ist gegenüber

Wollastonit durch den stets positiven Charakter der Längsrichtung und die stärkere Doppelbrechung charakterisiert.

Der Pektolith findet sich auf Spalten und Drusen, sowie im Gesteinskörper selbst bei vielen basischen Ergußgesteinen, wie den Melaphyren und Diabasen Tirols, des Saar-Nahe-Gebiets, Schottlands und Nordamerikas, seltener in Amphiboliten.

J. Francis Williams (21) beschreibt unter den Neubildungen im Eläolithsyenit von Magnet Cove, Arkansas, einen Manganpektolith von hellgrüner Farbe, aber meistens mit Überzügen von braunen Manganoxyden. Auch bei diesem liegt die Axenebene normalsymmetrisch und b = c ist spitze Bisektrix. — $2E_{Na}$ ungefähr 15° mit fast so starker Dispersion der Bisektricen, wie bei Titanit. $\varrho > v$. Die stumpfe Bisektrix fast genau senkrecht zu c (001), der besten Spaltfläche.

Literatur. (1) Z. X. **19**. 603. — (2) Nouv. Rech. Paris 1867. 697. — (3) Z. X. **22**. 1894. 352. — (4) Min. des roches. Paris 1888. 271. — (5) C. R. **107**. 1888. 302. — (6) C. R. **80**. 1875. 631 und Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 250. — (7) Mitt. d. Gr. Bad. geol. Landesanstalt. Heidelberg **4**. 1902. 367 und **5**. 1905. — (8) T. M. P. M. **3**. 1880. 372. — (9) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 83. — (10) Andesite des Kaukasus. Dorpat. 1878. 21. — (11) N. J. 1874. 521. — (12) G. F. i Stockholm Förhdl. **6**. 1883. 542. — (13) Untersuchung der von D. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg 1884. 18. — (14) T. M. P. M. **18**. 1898. 124. — (15) Minéralogie de la France. Paris **1**. 1893. 624. — (16) Ann. Min. **12**. 1857. 289. — (17) Bull. Soc. min. Fr. **10**. 1887. 271. — (18) Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn 1887. — (19) Min. des roches. Paris 1888. 317 und Bull. Soc. min. Fr. **8**. 1885. 323. — (20) Man. de Min. Paris 1862. 547. — (21) Z. X. **18**. 1890. 386.

## Rosenbuschit.

Chem.: $2Na_2ZrO_2F_2 . 6CaSiO_3 . TiSiO_3TiO_3$ nach W. C. Brögger(1) mit $SiO_2 = 31.36$, $ZrO_2 = 20.10$, $TiO_2 = 6.85$, $Fe_2O_3 = 1.00$, Ceritoxyde = 0.33, MnO = 1.39, CaO = 24.87, $Na_2O = 9.93$, F = 5.83, $S^a = 101.66$ $-O = 2.45$. — Sa. = 99.21.

a : b : c = 1.1687 : 1 : 0.9572, $\beta = 78°\ 13'$ nach Brögger (1) und Dana (2).

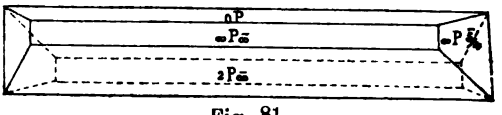


Fig. 81.

Morph.: Divergentstrahlige bis radialstrahlige Aggregate bis zu $^1/_3$ mm dicker, 1—2 cm langer, nach der Symmetrieaxe gestreckter Krystallnadeln. Meßbare Krystalle selten (Fig. 81), mit c = oP (001), a = ∞P∞ (100), s = 2P∞ ($\bar{2}01$), h = ∞P$\frac{5}{4}$ (540). Die Nädelchen sinken herab zu mikroskopischen Dimensionen.

$100 : 540 = 42°\ 28'$ $\quad 001 : 540 = 81°\ 20'$

$20\bar{1} : 540 = 52°\ 28'$ $\quad 001 : \bar{2}01 = 67°\ 28'$.

Koh.: Spaltbarkeit vollkommen nach c (001), weniger vollkommen nach a (100), unvollkommen nach s ($\bar{2}01$). Bruch uneben. — H. = 5—6. — Sp. G. = 3.30—3.315.

Opt.: Glasglanz. Hellorangegrau bis bräunlichgrau, im durchfallenden Licht fast farblos bis hellgraulichgelb. — Brechungsvermögen mäßig, etwa um 1.65 liegend, $\gamma - \alpha = 0.026$ etwa. — Ebene der optischen Axen normalsymmetrisch (Fig. 82) und gegen die Vertikalaxe etwa 12°—14° im spitzen Winkel $\beta$ geneigt (Fig. 83). — b = a, c : c = 13°. Winkel der

optischen Axen um beide Bisektricen sehr groß, 2V wohl nahezu 90°. Brögger möchte die Symmetrieaxe für die spitze Bisektrix halten. — Pleochroismus sehr unbedeutend, Absorption $c > b > a$.

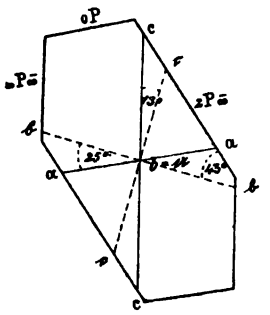


Fig. 82.

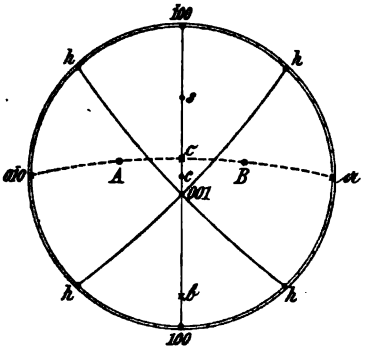


Fig. 83.

Reakt.: V. d. L. leicht unter starker Gelbfärbung der Flamme schmelzend. Von Salzsäure leicht zersetzt.

Diagn.: Von Sillimanit und Karpholith unterscheidet den Rosenbuschit die leichte Angreifbarkeit durch Salzsäure und der bei jenen positive, bei R. negative Charakter der Längsrichtung. Bei Wollastonit ist die Längsrichtung bald positiv, bald negativ, bei Pektolith stets positiv.

Vork. W. C. Brögger entdeckte den Rosenbuschit in den pegmatitischen Bildungen der südnorwegischen Alkalisyenite und Eläolithsyenite des Langesundfjord. Als Gesteinsgemengteil der normalen Tiefengesteine findet er sich in brasilianischen und nordamerikanischen Eläolithsyeniten und gehört hier zu den frühen Ausscheidungen. Besonders nach außen hin sind die strahligen Aggregate des R. oft durchwachsen mit Ägirin und violettem Flußspat. Laavenit, Mosandrit, Rinkit und Eukolit sind häufige Begleiter des Rosenbuschits.

Literatur. (1) Z. X. 16. 1890. 378. — (2) System of Min. 1892. 374.

## Datolith.

Chem.: $HCaBSiO_5$.

$a : b : c = 0.6345 : 1 : 1.2657$, $\beta = 89° 51'$.

Morph.: Auf Gesteinsklüften Überzüge von Körneraggregaten oder Krystallen, die meist sehr flächenreich sind; im Gestein allotriomorph körnige Aggregate von sehr geringen Dimensionen der Einzelindividuen. Die Krystalle angenähert isodiametrisch oder schwach gestreckt nach b, c oder a. Häufige Formen $r = -P$ (111), $e = \frac{1}{2}P$ ($\bar{1}12$), $m = \infty P$ (110), $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), $b = \infty P\dot{\infty}$ (010), $c = oP$ (001), $x = -\frac{1}{2}P\bar{\infty}$ (102) u. a. — Auch traubige und nierenförmige Aggregate mit strahligem Bau auf Klüften (Botryolith). In diesem entspricht die Strahlenaxe der Symmetrieaxe nach A. Lacroix (1)

$110 : 1\bar{1}0 = 64° 47'$ $\quad$ $001 : 102 = 44° 51'$

$111 : 1\bar{1}1 = 59° 4'.5$ $\quad$ $001 : 110 = 89° 53'$.

Koh.: Ohne deutliche Spaltung; doch erscheinen in sehr dünnen Schliffen kurze und vereinzelte Risse nach einer Fläche der orthodiagonalen Zone. — Bruch uneben bis muschlig. — H. = 5—5.5. — Sp. G. = 2.9—3.0.

Opt.: Glasglanz, im Bruch fettig. Farblos, weiß, grünlich, rötlich, im durchfallenden Lichte farblos. Lichtbrechung mäßig, negative Doppelbrechung stark. Optische Axen in der Symmetrieebene, $\mathfrak{b} = b$, Axenwinkel groß mit schwach $\varrho > v$, $a : c = 1^0$—$4^0$ im spitzen Winkel $\beta$. Nach Brugnatelli (2) am Datolith von Bergenhill $c : a_{li} = 0^0\,41'$, $c : a_{na} = 0^0\,51'$, $c : a_{tl} = 0^0\,57'$, nach Bodewig (3) und Luedecke (4) steigt $c : a_{na}$ bis zu $4^0\,46'$ (Fig. 84).

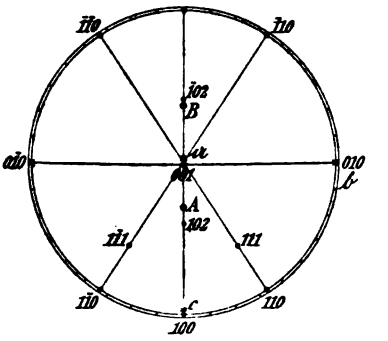


Fig. 84.

Andreasberg $\alpha_{rot} = 1.6248$ $\beta_{rot} = 1.6510$ $\gamma_{rot} = 1.6670$ $2V_{rot} = 74^0\,30'$ Des Cloiz. (5)
$\alpha_{gelb} = 1.6260$ $\beta_{gelb} = 1.6535$ $\gamma_{gelb} = 1.6700$ $2V_{gelb} = 74^0\,22'$
Bergenhill $\alpha_{li} = 1.6214$ $\beta_{li} = 1.6492$ $\gamma_{li} = 1.6659$ $2V_{li} = 74^0\,39'$ Brugn. (2)
$\alpha_{na} = 1.6246$ $\beta_{na} = 1.6527$ $\gamma_{na} = 1.6694$ $2V_{na} = 74^0\,8'$
$(\gamma - \alpha)_{na} = 0.0448$, $(\gamma - \beta)_{na} = 0.0167$, $(\beta - \alpha)_{na} = 0.0281$.

Reakt.: Gibt im Röhrchen Wasser bei starkem Glühen. Schmilzt leicht unter Aufschäumen. Mit $HKSO_4$ und $CaF_2$ zusammengeschmolzen hellgrüne Färbung der Flamme. Gelatiniert mit HCl. Der über die eingedampfte Gallerte gegossene Alkohol brennt mit hellgrüner Farbe.

Diagn.: Vor Verwechslung mit Epidot schützt der Mangel deutlicher Spaltung und die Borreaktion.

Vork. Der Datolith siedelt sich öfter in unfrischen Diabasen und Gabbros, und besonders auf deren Klüften an. Ebenso begegnet man ihm auf Klüften von Amphiboliten. Bei Listitz unfern Beraun bildet Datolith in fast reinem Zustande im Graptolithenschiefer am Kontakt mit Diabas ein wenig mächtiges, weißlichgraues, porzellanähnliches Adinolkontaktgestein, welches von J. J. Jahn aufgefunden und von F. Slavik und J. Fišer (6) beschrieben wurde. — Einen Granat-Datolithhornfels aus dem Granitkontakt vom Dartmoor Forest., South Brent, Devonshire beschrieb K. Busz (7).

Literatur. (1) Bull. Soc. min. Fr. 8. 1885. 433. — (2) Z. X. 13. 159. — (3) Pogg. Ann. 168. 1876. 230. — (4) Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle a. S. 61. 1888. 393. — (5) Man. de Min. Paris 1862. 170. — (6) N. J. Centralbl. 1903. 229. — (7) N. J. B. B. 13. 1899. 90.

## Die Familie der monoklinen Pyroxene

läßt sich in drei, wenn auch durch mannigfache Zwischenglieder verbundene, so doch durch chemischen Bestand, krystallographischen Habitus und geologische Stellung wohl charakterisierte Gruppen gliedern. Es sind

1. Die sesquioxydfreien bis sesquioxydarmen monoklinen Pyroxene.
2. Die sesquioxydreicheren monoklinen Pyroxene.
3. Die Alkalipyroxene.

Die erste Gruppe umfaßt die Diopsid-Hedenbergit-Reihe mit den Mineralien Diopsid, Hedenbergit, Malakolith, Salit und Diallag nebst einem bisher zu Unrecht „Salit" genannten, noch nicht genauer bekannten Gliede, welches wir Magnesiumdiopsid nennen wollen. Die Gesamtheit der hierher gehörigen Typen möge als diopsidische Pyroxene bezeichnet werden.

Die sesquioxydreichen Pyroxene werden durch die gemeinen und basaltischen Augite und den Fassait repräsentiert und mögen als Augitreihe zusammengefaßt werden.

Zu den Alkalipyroxenen gehören der Ägirin und Akmit, der Spodumen und Jadeit.

Das wichtigste mikroskopische Kriterium ist für alle Pyroxene die Spaltbarkeit nach einem fast rechtwinkligen Prisma.

## 1. Die diopsidischen Pyroxene.

Chem.: $CaMgSi_2O_6$ und $CaFeSi_2O_6$ und deren isomorphe Mischungen mit geringen Beimengungen von $CaMnSi_2O_6$, $(Mg, Fe)(Al, Fe)_2SiO_6$, $Mg_2Si_2O_6$, $Fe_2Si_2O_6$ und nicht selten mit einem unbeträchtlichen Gehalt von $TiO_2$ und Alkalien.

$a : b : c = 1.0921 : 1 : 0.5893$, $\beta = 74° 10'$.

Morph.: $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), $b = \infty P\dot{\infty}$ (010), $m = \infty P$ (110), $u = -P$ (111), $o = 2P$ ($\bar{2}21$), $s = P$ ($\bar{1}11$), $z = 2P\dot{\infty}$ (021), $c = oP$ (001), selten $p = P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), $n = \frac{1}{2}P\bar{\infty}$ ($\bar{1}02$) und andere Gestalten. — Habitus gern schlanksäulenförmig mit gewöhnlich stark vorherrschenden a und b,

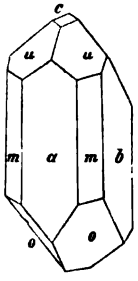



Fig. 85.

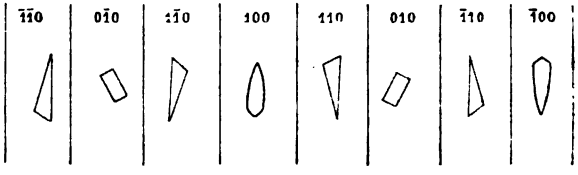



Fig. 86.

schmalem Prisma und flächenreicherer Terminalbegrenzung (Fig. 85). — Zwillingsbildung nach a (100) sehr verbreitet, öfter mit Einschaltung einer oder mehrerer schmalen Zwillingslamellen zwischen die beiden Hauptindividuen (Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 1). Selten lamellare Zwillingsbildung nach c (001) (Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 2). Es kommen auch, wenn schon selten, beide Zwillingsgesetze nebeneinander vor. — Stenglige Individuen ohne idiomorphe Begrenzung und Aggregate solcher. — Körner und körnige Aggregate.

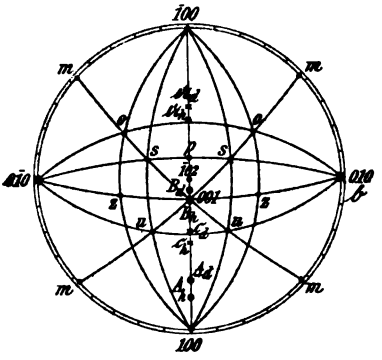
$110 : 1\bar{1}0 = 92^\circ\ 50'$ $\bar{2}21 : \bar{2}\bar{2}1 = 84^\circ\ 11'$ $\bar{1}02 : 100 = 89^\circ\ 49'$
$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 59^\circ\ 11'$ $021 : 0\bar{2}1 = 97^\circ\ 11'$ $\bar{1}01 : \bar{1}00 = 74^\circ\ 30'$
$111 : 1\bar{1}1 = 48^\circ\ 29'$.

Koh.: Spaltung nach m (110) mit wechselnder Vollkommenheit stets deutlich, wenig vollkommene Spaltung nach a (100) und b (010) oft wahrnehmbar. Schaliger Bau nach a (100) und dadurch bedingte vollkommene Teilbarkeit charakteristisch für Diallag. — Gute Teilbarkeit nach c (001) findet sich sobald Zwillingslamellierung nach dieser Fläche vorhanden ist. — Bruch uneben bis unvollkommen muschlig. — H. = 5–6. — Sp. G. = 3.3 und höher. — Wichtig für die Orientierung über hinten und vorn an allen monoklinen Pyroxenen ist die Ätzung der Prismenzone mit Flußsäure. Die Ätzfiguren haben nach G. Greim (1) am Diopsid von Ala und Spodumen von Alexander Co. und E. A. Wülfing (2) auch in der Akmitgruppe die Orientierung und Lage, wie sie Fig. 86 an der aufgerollten Prismenzone zeigt. Auf der vorderen Querfläche weist die Spitze nach oben, auf der hinteren nach unten, auf den vorderen Prismenflächen nach unten, auf den hinteren nach oben. Die langen Kanten der Ätzfiguren auf der Symmetrieebene bilden mit der vorderen Prismenkante einen, in der Zeichnung übertriebenen, spitzen Winkel von 5°—10°, die kurze Kante derselben fällt von derselben Prismenkante nach hinten mit 74° ab und entspricht also der Trace von p ($\bar{1}01$).

Die deutliche Spaltbarkeit nach einem fast rechtwinkligen Prisma ist das wichtigste, allen Pyroxenen gemeinsame Erkennungsmittel. Die dieser Spaltung entsprechenden Risse sind fast stets zahlreich, auch recht dicht gedrängt, aber sie verlaufen meistens nicht ununterbrochen und scharf geradlinig durch den Krystall, sondern sie springen oft ab, anastomosieren miteinander und haben rauhe Ränder (Bd. I. 1, Taf. IV, Fig. 5 und Bd. I. 2, Taf. VII, Fig. 1). J. Thoulet (3) hat die Winkel dieser Spaltrisse in den verschiedenen Schnitten der 3 Hauptzonen berechnet und tabellarisch zusammengestellt. Die Unvollkommenheit der Spaltrisse erlaubt jedoch kaum zuverlässige Messungen, die dann ihren Wert erst durch Zuhilfenahme der optischen Phänomene erhalten würden. — Die der Spaltung nach den vertikalen Pinakoiden entsprechenden Risse sind immer nur kurz und absetzend. — Die dem Schalenbau des Diallags nach (100) entsprechende Teilbarkeit zeigt Bd. I. 2, Taf. VII, Fig. 2, die der Zwillingslamellierung nach c (001) folgende Teilbarkeit Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 2. — Bei lang prismatischer Ausbildung zeigen die diopsidischen Pyroxene ebenso wie die rhombischen oft eine angenähert senkrecht zur Prismenaxe verlaufende Zerklüftung. — Über die künstliche Zwillingsbildung nach c (001) durch Druck und die Natur der Quer- und Längsfläche als Strukturflächen bei Diopsid berichtet O. Mügge (4). J. W. Judd (5) leitet die Teilbarkeit des Diallags und anderer Pyroxene von chemischen Einwirkungen ab.

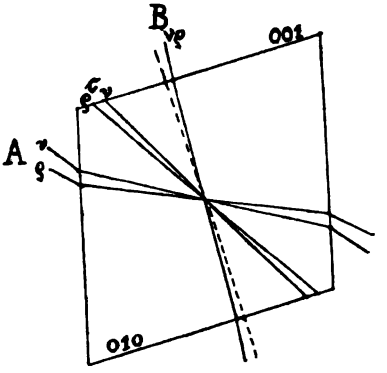
Opt.: Glasglanz. Grün in verschiedensten Tönen von beinahe farblos durch grünlichweiß, graugrünlich, grasgrün, olivgrün bis grünlichschwarz, selten braun (Diallag) im auffallendem, farblos, hellgrün bis grasgrün und graulichgrün, selten graubraun im durchfallenden Licht. — Starke Licht- und positive Doppelbrechung. Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene, die spitze positive Bisektrix im stumpfen Winkel $\beta$ mit einer vom chemischen Bestande abhängigen Neigung gegen die vertikale Axe (Fig. 87 und Schema Fig. 99 auf Seite 217)

Die Größe des Winkels c : c schwankt von etwa 38°—47°. — Geneigte Dispersion der optischen Axen für verschiedene Wellenlängen deutlich (Fig. 88), stark bei der auf a (100) austretenden Axe A, schwach bei der auf c (001) austretenden Axe B. In Platten senkrecht zur spitzen Bisektrix liegt an der Hyperbel der Axe A in der Diagonalstellung rot innen, blau außen bei lebhafter Färbung, an




*d* = Diopsid, *h* = Hedenbergit.

Fig. 87.




Dispersion im Diopsid von Nordmarken. Nach Wülfing.

Fig. 88.

der Hyperbel der Axe B sind die Farben viel matter und liegen umgekehrt. — Bisektricendispersion schwach mit $c : c_\varrho > c : c_v$ nach Wülfing (2). — 2V nahezu 60°. — Pleochroismus schwach in grünlichen Tönen, im Dünnschliff meistens gar nicht wahrnehmbar.

| | | | $\alpha_{Na}$ | $\beta_{Na}$ | $\gamma_{Na}$ | $c : c_{Na}$ | $2V_{Na}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Diopsid, Ala | | 1.6727 | 1.6798 | 1.7026 | —38°54′ | 58°59′ | |
| | | | | | | | A. Des Cloizeaux (6) | |
| | „ | „ | 1.6707 | 1.6776 | 1.6996 | | 59°9′ | |
| | | | | | | | Dufet (7) | |
| | „ | „ | | 1.6751 | | —38°49′ | 59°18′ | |
| | | | | | | | Alex. Schmidt (8) | |
| | „ | Schwarzenstein | 1.6701 | 1.6768 | 1.6991 | | 58°4′ | |
| | | | | | | | K. Zimanyi (9) | |
| Grüner | „ | „ | | 1.6795 | | —39°4′ | 58°56′ | |
| | | | | | | | Al. Schmidt (8) | |
| Weißer | „ | Achmatowsk | | 1.6886 | | —38°34′ | 58°45′ | „ |
| Grüner | „ | „ | | 1.6841 | | —39°53′ | 59°1′ | „ |
| | „ | De Kalb, N.Y. | 1.6674 | 1.6745 | 1.6961 | | 60°18′ | |
| | | | | | | | K. Zimanyi (9) | |
| | „ | „ | 1.6749 | 1.6852 | 1.7013 | —40° | 59°30′ | |
| | | | | | | | H. Ries (10) | |
| | „ | Russel, N.Y. | 1.6626 | 1.6718 | 1.6940 | —37° | 58°56′ | „ |
| | „ | Sing Sing, N.Y. | 1.6778 | 1.6848 | 1.7025 | —40° | 59° | „ |
| | „ | Port Henry, N.Y. | 1.6683 | 1.6730 | 1.6902 | —41° | 56°30′ | „ |
| | „ | Pitcairn, N.Y. | 1.6806 | 1.6843 | 1.7036 | —41°30′ | 59°40′ | „ |
| | „ | Diana, N.Y. | 1.6888 | 1.6932 | 1.7108 | —41°30′ | 60°40′ | „ |
| | „ | Ducktown[1]) | | 1.690 | | —40°19′ | 54°32′ | |
| | | | | | | | Al. Schmidt (8) | |

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Weißer Diopsid, Nordmarken, Typus | V | 1.6710 | 1.6780 | 1.7000 | —39°6.'5 | 58°43' | E. A. Wülfing (2) |
| Gelbgrüner „ „ „ | IV | 1.6734 | 1.6804 | 1.7029 | —39°35' | 58°57' | „ |
| Schwarzer „ „ „ | I | 1.6986 | 1.7057 | 1.7271 | —44°42' | 60°28' | „ |
| Weißer „ „ „ | V | | 1.6936 | | —38°3.'5 | 58°52' | G. Flink (11) |
| Gelbgrüner „ „ „ | IV | | 1.6959 | | —38°45' | 58°57' | „ |
| Grasgrüner „ „ „ | III | | 1.6959 | | | 58°56.'5 | „ |
| Dunkelgrüner „ „ „ | II | | 1.7047 | | | 59°11' | „ |
| Schwarzer „ „ „ | I | | 1.7243 | | —44°38.'5 | 60°36' | „ |
| Diallag, Cape Lizard [1]) | | 1.679 | 1.681 | 1.703 | | | Michel-Lévy u. Lacroix (12) |
| Kokkolith, Arendal [2]) | | | 1.690 | | —40°22' | 58°38' | G. Tschermak (13) |
| Hedenbergit, Tunaberg | | 1.7320 | 1.7366 | 1.7506 | —47°10' | 59°52' | E. A. Wülfing (2) |

Hieraus als Mittelwerte in Na-Licht für

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Diopsid und Diallag | $\beta = 1.6830$, | $\gamma-\alpha = 0.0269$, | $\gamma-\beta = 0.0226$, | $\beta-\alpha = 0.0063$ |
| Hedenbergit | 1.7366, | 0.0186, | 0.0140, | 0.0046 |

Für die Dispersion der Bisektricen und Axen hat man:

| | | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | c:c | 2V | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Weißer Diopsid, Nordmarken, Typus I für | Li | 1.6675 | 1.6744 | 1.6962 | —39°12' | 58°52' | E. A. Wülfing (2) |
| | Na | 1.6710 | 1.6780 | 1.7000 | —39°6.'5 | 58°43' | „ |
| | Tl | 1.6749 | 1.6818 | 1.7045 | —39°3' | 58°30' | „ |
| Gelbgrüner Diopsid, Nordmarken, Typus IV für | Li | 1.6697 | 1.6767 | 1.6990 | —39°41' | 59°12' | „ |
| | Na | 1.6734 | 1.6804 | 1.7029 | —39°35' | 58°57' | „ |
| | Tl | 1.6770 | 1.6838 | 1.7057 | —39°30' | 58°44' | „ |
| Schwarzer Diopsid, Nordmarken, Typus I für | Eosin | 1.6956 | 1.7028 | 1.7244 | —44°48.'5 | 60°37' | „ |
| | Na | 1.6986 | 1.7057 | 1.7271 | —44°42' | 60°28' | „ |
| | Tl | 1.7030 | 1.7103 | 1.7326 | —44°35.'5 | 60°19' | „ |
| Hedenbergit, Tunaberg für | Eosin | 1.7297 | 1.7340 | 1.7472 | —47°8' [3]) | 59°48' [3]) | „ |
| | Na | 1.7320 | 1.7366 | 1.7506 | —47°10' | 59°52' | „ |
| | Tl | 1.7359 | 1.7411 | 1.7573 | —47°2' | 59°32' | „ |

Dem hohen Brechungsvermögen entspricht das Relief, der kräftigen Doppelbrechung die leuchtenden Farben der diopsidischen, wie aller anderen monoklinen Pyroxene im Dünnschliff, der geringen Bisektricendispersion die vollkommene Auslöschung im Gegensatz zu anderen monoklinen Pyroxenen. Sehr charakteristisch sind ferner die großen Auslöschungsschiefen gegen die Spaltrisse, welche A. Michel-Lévy (14) für beliebige Flächen der wichtigsten Zonen berechnet hat, und der Mangel eines deutlichen Pleochroismus, worauf als diagnostisches Unterscheidungsmittel gegenüber den Amphibolen zuerst G. Tschermak (15) aufmerksam machte. — Die Abhängigkeit des Betrages der Auslöschungsschiefe c:c von dem chemischen Bestande, insbesondere von dem Gehalte an FeO, oder vielleicht richtiger von dem Verhältnis des Diopsidmoleküls zum Hedenbergitmolekül in der isomorphen Mischung erkannte und bewies G. Tschermak (13). J. Wiik (16) bestätigte die Abhängigkeit des Winkels c:c von dem in Prozenten ausgedrückten Gehalt an FeO an einer größeren Anzahl zumal finnländischer Pyroxene. G. Flink (11) an schwedischen Vorkommnissen. Dieser zeigte dann auch, daß MnO denselben Effekt zu haben scheine, wie FeO; er fand c:c = —44° 25.'5 am Schefferit von Långban mit 8.3 % MnO und 3.8 % FeO, c:c = —47° 2' bis 59° 9' am schwarzen Eisenschefferit von Pajsberg mit 6.7 % MnO und 17.5 % FeO, c:c = —69° 3' am braunen

[1]) Im Tageslicht. — [2]) Rot. — [3]) Für Li.

Eisenschefferit von Långban mit 6.2 % MnO und 15 % FeO. An Zn- und Mn-reichen Jeffersonit von Franklin, N. Y. gibt Des Cloizeaux (17) $c:c = 53^\circ 32'$. Herwig (18) und C. Doelter (19) setzten die Untersuchungen fort, ohne indessen eine zutreffende Formulierung für die Abhängigkeit der Auslöschungsschiefe von dem chemischen Bestande aufstellen zu können. Es erklärt sich der bisherige Mißerfolg wohl dadurch, daß zu viele Faktoren ins Spiel kommen, wenn man die gesamte Reihe der monoklinen Pyroxene ins Auge faßt. Beschränkt man sich auf die diopsidischen Pyroxene, so findet Wülfing (2) folgende Gesetzmäßigkeiten: 1. Für das reine Diopsidmolekül $CaMgSi_2O_6$ ist der Winkel $c:c = -37^\circ 50' \pm 10'$ anzunehmen; 2. in der ganzen Reihe ist die Bisektrix $c_\varrho$ stärker gegen die Vertikalaxe geneigt als $c_v$, ein wichtiger Unterschied gegenüber dem Ägirin; 3. die Brechungsexponenten $\alpha$, $\beta$, $\gamma$ nehmen sämtlich mit zunehmendem Eisengehalt zu, die Dispersion der Brechungsexponenten $\alpha$ und $\beta$ wächst wenig, die von $\gamma$ nicht unerheblich mit zunehmendem Eisengehalt; 4. die Doppelbrechungen $\gamma-\alpha$, $\gamma-\beta$, $\beta-\alpha$ ändern sich vom Diopsidpol aus zuerst wenig, doch zeigt sich beim Hedenbergit eine deutliche Abnahme derselben; 5. für 2V existiert ein Maximalwert für eine Mischung mittlerer Zusammensetzung; doch sind die Schwankungen überhaupt klein, nur $1^\circ 30'$.

In Schnitten der orthodiagonalen Zone schneiden sich die Spaltrisse in einem vorderen Winkel von etwa $87^\circ$, wenn senkrecht zu c; der Winkel sinkt auf $85^\circ$ etwa für Schnitte parallel 001 und fällt dann stetig herab bis auf $0^\circ$ in Schnitten parallel 100. Die Auslöschungen liegen symmetrisch zu den Spaltrissen. Solange die Spaltrisse angenähert senkrecht zueinanderliegen, tritt die schwach dispergierte Axe B, bei Schnitten mit parallelen Spaltrissen die stark dispergierte Axe A aus. — In Schnitten der klinodiagonalen Zone sinkt der vordere Winkel der Spaltungsrhomben stetig von etwa $85^\circ$ auf $0^\circ$. Die Auslöschung liegt symmetrisch auf dem Schnitte nach 001, wird dann rasch beträchtlich schief, erreicht ein Maximum, welches wenig größer ist, als die Auslöschungsschiefe auf 010, und sinkt langsam zu dieser hinab. — In Schnitten der vertikalen Zone liegen die Spaltrisse parallel und die Auslöschungsschiefe sinkt von 010 nach 100 stetig bis auf $0^\circ$.

Bei den Zwillingen nach 100 haben beide Individuen das Prisma gemeinsam. In Schnitten der orthodiagonalen Zone sind daher die Spaltrisse und Auslöschungen für beide Individuen dieselben. Die Zwillingsgrenze liegt symmetrisch zu den Spaltrissen, die Interferenzfarben sind verschieden in beiden Individuen, weil deren optische Bezugsflächen vom Schnitt verschieden getroffen werden. — In Schnitten der vertikalen Zone ist die Zwillingsgrenze parallel den Spaltrissen, die Auslöschungen liegen symmetrisch für beide Individuen rechts und links gleichgeneigt gegen die Zwillingsgrenze. — Die klinodiagonale Zone ist nicht beiden Individuen gemeinschaftlich; in Schnitten dieser Zone wechselt die Auslöschung in dem einen Individuum, wie oben angegeben, in dem zweiten Individuum wechselt sie von $0^\circ$ im basalen Schnitt stetig und in anderem Maße, als bei dem ersten Individuum bis zum Maximum in 010.

Bei schiefen Schnitten durch Zwillinge nach der Querfläche kann die Trace der Zwillingsebene schief gegen die parallelen Spaltrisse und die Auslöschungen unsymmetrisch werden. Man hat früher solche Erscheinungen auf Zwillingsbildungen nach Domen oder Prismenflächen gedeutet. Die richtige Ableitung und Deutung des Phänomens gab Fr. Becke (20) und Molengraaff (21). Dasselbe wird eintreten, sobald die Schnitte einer Zone angehören, oder in der Fläche einer Zone liegen, deren Axe senkrecht zu der Vertikalaxe und parallel einer Prismenfläche ist. Dabei dürfen diese Schnitte weder einen sehr kleinen, noch einen sehr großen Winkel mit der Vertikalaxe machen. Ist dieser Winkel sehr klein, so entzieht sich die Schiefe der Beobachtung, ist er sehr groß, so kommt auch das zweite System von Spaltrissen zum Vorschein.

Reakt.: V. d. L. um so leichter zu glasiger Perle schmelzbar, je mehr Fe vorhanden ist. — Von Salzsäure werden sie nicht, von Kieselflußsäure nur langsam, von Flußsäure leicht angegriffen. — Schm.-P. nach Doelter für Diopsid von Ala $1260^\circ$—$1265^\circ$, für Hedenbergit von

Elba 1080°, nach Brun für Diopsid Ala 1270°, für Hedenbergit von Filipstad 1190°.

Diagn.: Alle monoklinen Pyroxene unterscheiden sich von den rhombischen durch die weit höhere Doppelbrechung und den monoklinen Charakter, von den Amphibolen durch die Spaltung und den mangelnden Pleochroismus, von den Epidoten durch die Lage der optischen Axenebene zur Spaltung. Bei den Pyroxenen liegt die Trace der optischen Axenebene parallel oder symmetrisch, bei den Epidoten senkrecht zu den Spaltrissen. Der Diallag insbesondere unterscheidet sich von den rhombischen Pyroxenen und dem Bastit durch den Austritt einer optischen Axe auf den Blättchen nach der besten Teilbarkeit, während auf diesen bei den rhombischen Pyroxenen die optische Normale, bei dem Bastit die Bisektrix eines kleinen Axenwinkels austritt.

Der Diopsid[1]) ist ein wesentlicher Gemengteil der Pyroxengranitite von Laveline in den Vogesen u. a. O., sowie der reinen Pyroxengranite und Augitdiorite, und erscheint auch z. T. in den lamprophyrischen Ganggesteinen dieser Familien, in den Minetten und Kersantiten. Idiomorph in den Graniten und Lamprophyren, z. T. hypidiomorph oder ohne krystallographische Begrenzung und dann gern in paralleler Durchwachsung mit Hornblende in den Augitdioriten. Wenig vollkommene Spaltung nach den vertikalen Pinakoiden und Querklüftung neben der guten Spaltung nach m (110) häufig; farblos bis hellgrün im durchfallenden Licht, gern verzwillingt nach (100). Allverbreitet die Umwandlung in Serpentin, dessen Fasern von den Spaltrissen und Querflächen aus vordringen und den Krystall als Netz durchziehen, in dessen Maschen unveränderte Teile des Diopsids liegen. Diese gehen dann gern in regellos filzige Aggregate von Serpentin über. Calcit in feiner Verteilung oder auch in größeren Körnern ist sehr oft beigemengt und verschwindet erst später mehr oder weniger ganz. — Wie weit der in den Ergußgesteinen der granitodioritischen Magmen auftretende helle monokline Pyroxen zum Diopsid gehöre, ist noch festzustellen.

Sehr verbreitet ist der oft einige Prozente des Ägirinmoleküls enthaltende Diopsid in den Alkaligraniten, Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten, Monzoniten, Shonkiniten, in manchen Tinguaiten und Phonolithen neben Biotit, Ägirin, Akmit oder Alkaliamphibolen. Kohäsionsverhältnisse wie oben. Umwandlung in Serpentin nur sehr selten beobachtet. Sehr charakteristisch ist die weit verbreitete zonare Struktur, welche durch die Umwachsung mit nach außen immer ägirinreicheren Schalen hervorgebracht wird, und durch die nach außen zunehmende Tiefe der grünen Farbe, die starken Veränderungen in der Auslöschungsschiefe und den Pleochroismus erkannt wird. Parallele Durchwachsung mit Hornblende findet sich sehr verbreitet bei den Monzoniten, Theralithen und Shonkiniten.

In den krystallinen Schiefern findet sich der Diopsid in Einzelindividuen, stengligen und körnigen Aggregaten an körnigen Kalk gebunden und läßt sich aus diesem in jene, vorwiegend aus Ca- und Mg-Silikaten bestehenden Lagergesteine verfolgen, welche den Kalklagern im Gneiß und Glimmerschiefer geognostisch äquivalent sind. An solchen Diopsiden der Kalkdiopsidschiefer vom Rummelsberg bei Strehlen in Schlesien beobachtete E. Schumacher (22) die paramorphe Umwandlung in Amphibol. Für die Feststellung der Verbreitung des Diopsids in Amphiboliten und Gneißen, worin ihn zuerst E. Kalkowsky (23), Fr. Becke (24) u. a. beschrieben, fehlt noch der chemische Nachweis. Er wird hier, ebenso wie in den Kalksilikathornfelsen der Kontaktzonen gern von Granat und Epidotmineralien begleitet.

---

[1]) Die Analysen der gesteinsbildenden Pyroxene findet man in H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre. 2. Aufl. Stuttgart. 1901 bei den verschiedenen Gesteinen zusammengestellt.

**Magnesiumdiopsid** nennen wir einen farblosen, schlank prismatischen, oft nach c (001) polysynthetisch verzwillingten, nur 8–9 % CaO enthaltenden, monoklinen Pyroxen, welcher sich außerordentlich leicht in Serpentin umwandelt und neben diopsidischem Augit eine weite Verbreitung in gewissen silurischen Diabasen Schwedens, in karbonischen des nördlichen Englands, in triadischen des Connecticutsandsteins der Vereinigten Staaten, in Gangdiabasen aus Gneiß der Gegend von Rio de Janeiro u. a. O. hat, auch in manchen Basalten vorkommt. Dieser Pyroxen führt in der Literatur den Namen Salit. Den Winkel $c:c = -44°$ bestimmte A. Merian (25) an einem Vorkommen vom Halleberg am Wenern See, den Axenwinkel maß E. O. Hovey (26) zu $2E = 36° 9'$ bei „Salit" von New-Haven, Conn. Noch kleiner fand er ihn bei nicht ganz genau senkrecht zur Bisektrix getroffenen Schnitten im Diabas von Rio de Janeiro ($2E = 32° 39'$) und Halleberg ($2E = 34° 17'$). Am wirklichen Salit von Sala ist $2E = 112° 26'$ nach Hovey.

Der Diallag unterscheidet sich chemisch vom Diopsid durch einen meistens größeren Gehalt an Sesquioxyden, morphologisch durch die gedrungene, kurzprismatische Gestalt und die einfache terminale Begrenzung durch s (111), wenn er idiomorph ist. Durch beides bildet er den Übergang zu den diopsidischen Augiten. Die am meisten charakteristische Eigenschaft ist die vollkommene Teilbarkeit nach a (100). Der Diallag ist in seinem Vorkommen auf die Gabbrogesteine, die Peridotite und Pyroxenite beschränkt. Gewöhnlich hypidiomorph oder allotriomorph; wenig deutliche Spaltung nach (010) kommt vor; sehr selten Andeutungen einer Teilbarkeit nach c (001). Zwillingsbildung nach (100) verbreitet; über ihre Verknüpfung mit mechanischen Deformationen als ihre Ursache berichtete Leop. van Werveke (27). — Mit graugrünlicher bis grünlichweißer, in manchen Gesteinen auch mit bräunlicher Farbe durchsichtig, gelegentlich auch schwach pleochroitisch mit b gelblich, $a = c$ grünlich. 2V oft kleiner, als zu erwarten, wohl infolge von Wasseraufnahme; so fand Websky (28) bei Diallag von Volpersdorf $2V = 47° 51'$. — Der Diallag umschließt gern außer den älteren begleitenden Mineralien die für Hypersthen und Bronzit charakteristischen Interpositionen, welche S. 149 als Titaneisenglimmer vermutungsweise gedeutet wurden. Schon G. Rose (29) beobachtete sie im Gabbro von Neurode. Sie liegen auf der Absonderungsfläche (100) derart parallel geordnet, daß sie in Schnitten parallel dieser breit und in der Richtung der Prismenaxe verkürzt, in Schnitten nach (010) sehr schmal und in der Richtung der Prismenaxe gestreckt, in Schnitten senkrecht zur Prismenaxe als schmale Striche erscheinen, deren Längsrichtung parallel der Symmetrieaxe ist. Sie bedingen den metallischen Schiller auf der Querfläche. Nur selten liegen diese Einschlüsse auf einer Schiefendfläche. — Längsschnitte des Diallags zeigen oft eine stenglige Struktur, wie die rhombischen Pyroxene, auch hier oft in Verbindung mit zylindrischen Hohlräumen, die dann mehr oder weniger mit Eisenerzen, Karbonaten und anderen Zersetzungsprodukten erfüllt sind.

Sehr verbreitet ist die parallele Verwachsung des Diallags mit rhombischen Pyroxenen, teils in Juxtaposition, teils in Umhüllung, teils in lamellarer Durchwachsung. Immer haben die beiden Mineralien das Prisma gemein, so daß alle Spaltrisse gleichmäßig durch beide hindurchgehen. Die Lamellen des Bronzits oder Hypersthens, welche zu sehr geringen, kaum erkennbaren Breitedimensionen hinabsinken (Bd. I. 2, Taf. IV, Fig. 3), unterscheiden sich leicht durch ihre geringe Doppelbrechung und die Lage der Auslöschungsrichtungen von den Diallaglamellen. — Verhältnismäßig selten finden sich parallel der Querfläche dem Diallag Hornblendesäulchen eingelagert, die mit einiger Sicherheit als primär angesehen werden könnten.

Der Diallag erleidet in weitester Verbreitung die Umwandlung zu fasrigen und schuppigblättrigen Serpentinaggregaten, beziehungsweise Gemengen von Serpentin und Chlorit, denen sehr allgemein Karbonate oder Epidotkörner eingestreut sind. Die Struktur des Diallags bleibt dabei oft erhalten. Seltener ist die Umwandlung in Talk, dessen bisweilen recht breite Blättchen parallel der Querfläche geordnet sind. — Gegenüber diesen Vorgängen einer normalen Verwitterung muß man die Umwandlung des Diallags zu Amphibol, welche ganz vorwiegend dem Gabbro der krystallinen Schiefer

und gefalteten Gebirge eignet, wohl als einen dynamometamorphen Prozeß ansehen. Diese Umwandlung pflegt von der Peripherie nach dem Zentrum hin fortzuschreiten, so daß bei größeren Individuen schon dem unbewaffneten Auge bemerkbar ein Diallagkern von einem Mantel von Amphibolfasern und Stengeln eingefaßt ist, die in der Richtung der Prismenaxe gern pinselartig divergieren, sonst aber untereinander und mit dem Diallag parallel geordnet sind. Es ist mit diesem Vorgang gern eine bedeutende Deformation der blättrigen Krystalloide zu langgestreckten Flasern verbunden (Flasergabbro). Die Amphibolstengel dürften vorwiegend dem Strahlstein angehören und haben gelegentlich jene schön grüne Farbe, der sie den Namen Smaragdit verdanken. Auch diese Amphibole gehen durch Verwitterung in Gemenge von Serpentin und Chlorit mit Karbonaten oder Epidot über. Beschreibungen dieses Vorgangs lieferten Joh. Lehmann (30), G. H. Williams (31), Fr. H. Hatch (32) u. a. — Die Umwandlung des Diallags der Gabbros und Peridotite in Kalkeisengranat, welche besonders in den sog. Saussuritgabbros verbreitet ist, beschrieben Michael (89), Pelikan (90), Weinschenk (91), Brauns (92) u. a.

## 2. Die Augitreihe.

Chem.: Isomorphe Mischungen von $CaMgSi_2O_6$ und $CaFeSi_2O_6$ stark herrschend; daneben beträchtlichere Mengen der Sesquioxyd-haltigen Moleküle $MgAl_2SiO_6$, $FeAl_2SiO_6$, $\overset{III}{Mg}Fe_2SiO_6$, $\overset{III}{Fe}Fe_2SiO_6$, in gewissen Typen auch von $\overset{III}{Na}FeSi_2O_6$, $NaAlSi_2O_6$, z. T. auch mit mehreren Prozenten $TiO_2$. Fe wird in kleinen Mengen von Mn vertreten. Die Analysen lassen auf die Anwesenheit noch anderer Metasilikatmoleküle schließen.

Axenverhältnis und Winkel wenig abweichend von Diopsid.

Morph.: $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), $b = \infty P\dot{\infty}$ (010), $m = \infty P$ (110), $s = P$ ($\bar{1}11$), seltener $p = P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$) und $n = \frac{1}{2}P\bar{\infty}$ ($\bar{1}02$). Habitus kurz und dickprismatisch (Fig. 89) mit breiteren Prismenflächen, sehr oft tafelförmig nach a (100), zumal bei höherem Gehalt an Alkalien und $TiO_2$, dann die Tafelfläche gern uneben und eingesunken. — Zwillinge nach (100), Fig. 90, gelegentlich mit einer, selten mehreren schmalen, zwischen den beiden Hauptindividuen eingeschalteten, Lamellen (Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 1) sind häufig. — Seltener und besonders in den Ergußgesteinen der theralithischen Magmen finden sich Penetrationszwillinge nach $-P\bar{\infty}$ (101), Fig. 91, und nach $P\dot{2}$ (122), Fig. 92, wie sie Vrba und V. v. Zepharovich (33) aus böhmischen Vorkommnissen abbildeten. Derartige Zwillingsbildungen liegen wohl auch in den knäuelartigen und sternförmigen Durchwachsungen mehrerer Individuen vor, wie auf Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 3. — Gegabelte und ruinenartig ausgezackte Wachstumsformen (Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 4), Krystallskelette (Bd. I. 1, Taf. VI, Fig. 3), deren Arme sich unter den Winkeln der Pyroxene

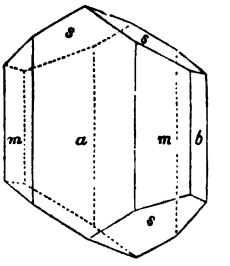


Fig. 89.

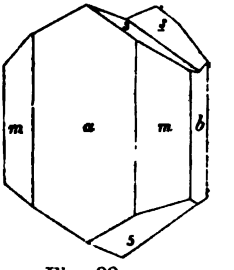


Fig. 90.

schneiden, federförmige, büschlige bis sphärolithische, moosartige und andere Aggregationen (Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 5) sind verbreitet zumal in den vitrophyrischen Ausbildungsformen der basischen Ergußgesteine und wurden von E. S. Dana (34), Y. Kikuchi (35) u. a. beschrieben. — Rundliche und eckige Körner und Körneraggregate; allotriomorphe Massen.

Koh.: Wie bei Diopsid. — Den Augiten mancher basaltoider Gesteine des Kaiserstuhls, mancher Phonolithe und vulkanischer Auswürflinge fehlt erkennbare Spaltbarkeit durchaus, sie haben muschligen Bruch. (Muschliger Augit autorum z. T.)

Opt.: Glasglanz. Grünlichschwarz, bräunlichschwarz, schwarz, selten graugrün oder gelb, im durchfallenden Lichte in verschiedenen Nuancen grün, braun, violett, auch rötlich, selten gelb. Tief braunrote und braunviolette Farbe deutet nach A. Knop (36) auf Titangehalt, rote bis braunrote nach Joh. Petersen (37) auf höheren Gehalt an Mn. Farbe oft verschieden in den Einsprenglingen und Grundmasseaugiten, auch

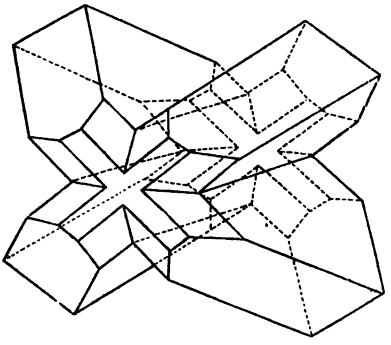


Fig. 91.

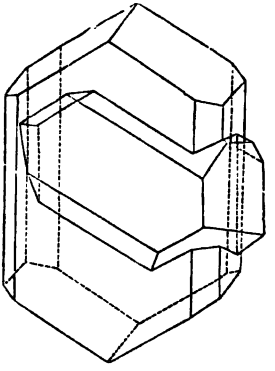


Fig. 92.

in ein und demselben Individuum band-, zonen-, keilförmig oder in unregelmäßigen Flecken wechselnd.

Lichtbrechung und positive Doppelbrechung stark. Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene, $b = \mathfrak{b}$. — 2V schwankend. $c : c$ im stumpfen Winkel $\beta$ von 43° etwa bis zu weit höheren Werten steigend (vgl. Schema auf S. 217). Axendispersion $\varrho > v$ um c.

An Zahlen liegen vor:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Augit, Renfrew | $\alpha_{na} = 1.6975$ | $\beta_{na} = 1.7039$ | $\gamma_{na} = 1.7227$, | $c : c_{na} = -44°53'$ | $2V_{na} = 61°12'$ E. A. Wülfing (38) |
| „ Pojana | = 1.688 | 1.701 | 1.713 | | $= 87°2'$ K. Zimanyi (9) |
| „ Auvergne | $\alpha = 1.706$ | 1.712 | 1.728 | Michel-Lévy u. Lacroix (12) | |
| „ „ | = 1.712 | 1.717 | 1.733 | | |
| „ Boreslau | | 1.70 | | $c : c = -45°30'$ | $2V = 61°$ G. Tschermak (13) |
| „ Frascati | | 1.74 | | $= -54°$ | $= 68°$ G. Tschermak (13) |
| „ Böhmen | | | | $= -46°40'$ | $= 59°28'$ A. Osann |

$\gamma - \alpha = 0.024$ $\gamma - \beta = 0.015$ $\beta - \alpha = 0.006$ $\beta = 1.712$.

Am Augit von Renfrew mit 9 % $R_2O_3$ bestimmte Wülfing (37) für die Fraunhoferschen Linien

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| B | $\alpha = 1.6928$ | $\beta = 1.6990$ | $\gamma = 1.7169$ | $c:c = -44° 32'$ | $2V = 61° 34'$ |
| C | 1.6943 | 1.7006 | 1.7188 | $-44° 37'$ | $61° 33'$ |
| D | 1.6975 | 1.7039 | 1.7227 | $-44° 53'$ | $61° 12'$ |
| E | 1.7029 | 1.7093 | 1.7284 | $-45° 3'$ | $60° 45'$ |
| F | 1.7075 | 1.7138 | 1.7330 | $-45° 18'$ | $60° 9'$ |
| G | 1.7170 | 1.7231 | 1.7422 | $-45° 39'$ | $59° 12'$ |

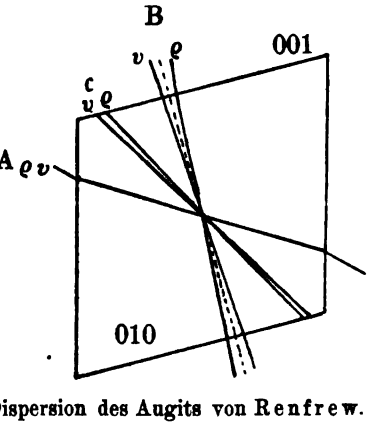
Pleochroismus schwach, im Dünnschliff oft nicht wahrnehmbar.

Die optischen Verhältnisse der Augite sind weit weniger genau bekannt, als die der Diopside und setzen einer Erforschung auch weit größere Schwierigkeiten entgegen, weil ihr chemischer Bestand komplizierter ist und die $R_2O_3$-haltigen Glieder, sowie die $TiO_2$-reichen Moleküle nicht annähernd rein bekannt sind, also auch nicht festzustellen ist, inwiefern sie die durch die Diopsid-, Hedenbergit-, Ägirin- und Jadeitmoleküle bedingten Eigenschaften beeinflussen. Das Bekannte möge bei der Einzelbeschreibung Platz finden.

Reakt.: Wie bei den Diopsiden S. 204, doch werden die $R_2O_3$-reichen Augite bei längerer Behandlung mit heißer HCl angegriffen, die $TiO_2$-reichen gänzlich zerstört, wie Edw. C. E. Lord (39) fand. — Schm.-P. nach Doelter zwischen 1120° (Arendal) bis 1200° (Bufaure), nach Brun 1230° (Monti Rossi und Stromboli).

Vork. Augit ist ein wesentlicher und oft sehr reichlicher Gemengteil der Eruptivgesteine, der in den Gang- und Ergußgesteinen oft in zwei Generationen, als Einsprengling und als Bildung der Effusionsperiode, erscheint. Man kann recht gut zwei Haupttypen unterscheiden, den diopsidischen Augit und den basaltischen Augit.

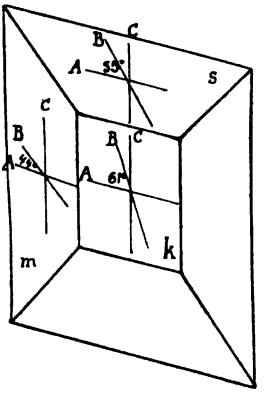
Die diopsidischen Augite schließen sich in allen Eigenschaften, Form, Farbe und optischem Verhalten, unmittelbar an die Diopside an. Man studiert sie am besten in Trachyten, Andesiten, Porphyriten und Dioriten. Mit hellgrüner Farbe durchsichtig haben sie bisweilen einen deutlichen, wenn auch recht schwachen Pleochroismus mit b bräunlichgelb bis rötlich, a und c hellgrünlich, entbehren im allgemeinen einer zonaren Struktur, haben c:c schwankend von 40°—45° etwa, 2V kleiner als die eigentlichen Diopside, zwischen 50° und 60° liegend, recht schwache Axendispersion und zwar etwas stärker bei der oberen Axe B als bei der vorderen Axe A und sehr schwache, oft kaum erkennbare Bisektricendispersion mit $c:c_\varrho < c:c_v$. Nach Fr. Becke (40), der diese diopsidischen Augite in den Andesiten von Alborán studierte, wächst bei ihnen 2V gleichsinnig mit c:c.



Dispersion des Augits von Renfrew.
Fig. 93.

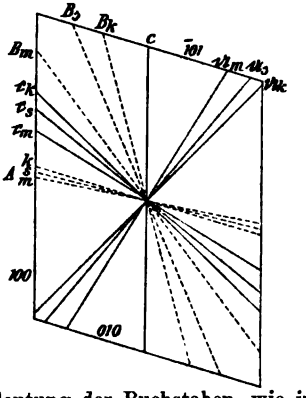
Bei den basaltischen Augiten, wie sie in Trachydoleriten, Tephriten und verwandten Ergußgesteinen verbreitet sind, findet sich der eigentliche Augithabitus, die Farben sind kaum je rein grün, sondern bräunlich, rötlichbraun ins Violette, bräunlichgrün, $c:c > 45°$, 2V nach Fr. Becke derart schwankend, daß es mit zunehmenden c:c abnimmt, die Dispersion ist weit größer bei der Axe B als bei A, wie Wülfing (38) feststellte (Fig. 93), die Bisektricendispersion ist meistens beträchtlich mit $c:c_\varrho < c:c_v$. Es scheint danach, daß der Gehalt an $R_2O_3$ wesentlich bestimmend ist für die Dispersion, wie schon Wülfing angibt. Bei vorhandenem Pleochroismus pflegt b rötlich, bräunlich, violett oder grün, a und c gelblich, bei höheren

Titangehalt b rötlichviolett, a und c gelblichgrau bis gelblichrosa zu sein oder c nähert sich in der Farbe mehr derjenigen von b. — Außerordentlich verbreitet ist bei den basaltischen Augiten ein schaliger Aufbau. Im allgemeinen sind dann die sukzessiven Krystallschalen untereinander und mit der äußersten Schale geometrisch ähnlich (Bd. I. 1, Taf. VIII, Fig. 1), doch findet man auch, daß gelegentlich die inneren Schalen andere krystallographische Umrisse zeigen, als die äußerste. Die Zahl der Schalen ist eine sehr wechselnde; bald ist nur Kern und Schale zu unterscheiden, bald umhüllen sich sehr zahlreiche und sehr dünne Schalen in dichter Folge. Auch ist die Begrenzung der inneren Schalen gegen die äußeren nicht immer eine krystallographische; auch gehen beide bisweilen allmählich ineinander über (Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 4) oder der innere Kern läßt mehr oder weniger deutlich erkennen, daß er ein Korrosionsrest eines Individuums war, als das Wachstum wieder begann (Bd. I. 2, Taf. VI, Fig. 6). — Recht selten schreitet der Schalenbau nach oP (001) fort, dann pflegt damit auch Zwillingsbau und Teilbarkeit nach dieser Fläche verbunden zu sein. Daß die optischen Eigenschaften,




Sanduhrstruktur des Augits.
$k$ = Kern des Krystalls, $s$ = Anwachskegel der Pyramide, $m$ = Anwachskegel des Prismas, $C$ = Vertikalaxe, $A$ und $B$ optische Axen.

Fig. 94.




Bedeutung der Buchstaben, wie in Fig. 94.

Fig. 95.

zumal die Lage der Auslöschungsrichtungen in den verschiedenen Schalen verschieden sind, wenn diese nicht dieselbe chemische Zusammensetzung haben, ist selbstverständlich.

Besonders bei den $TiO_3$-reichen, meistens auch alkalireicheren basaltischen Augiten, die wir Titanaugite nennen wollen, und die ihr Hauptverbreitungsgebiet in den Monchiquiten und Camptoniten, Tephriten, Basaniten, Trachydoleriten, Nephelinbasalten und Limburgiten haben, findet man sehr oft die sogenannte Sanduhrstruktur (Bd. I. 1, Taf. VIII, Fig. 2), welche zuerst von Leop. van Werveke (41) beschrieben und abgebildet wurde. Die zuerst von H. Rosenbusch gegebene Erklärung dieser Struktur als entstanden durch späteres Auswachsen ursprünglich gegabelter Wachstumsformen wurde von Jos. Blumrich (42) durch eine andere Auffassung ersetzt. Er sieht darin im Anschluß an Fr. Becke (43) Anwachskegel der verschiedenen Flächen des Krystalls, welche verschiedene chemische Zusammensetzung und also verschiedene optische Eigenschaften haben. Wir folgen seiner an Einsprenglinge des Basaltes vom Boxberg bei Schönhof in Böhmen geknüpften Darstellung, welche durch die Untersuchung theralitischer Ergußgesteine der Steiermark von Al. Sigmund (44) und böhmischer Auswürflinge in den Brockentuffen von Tetschen durch H. Veit Graber (45) durchaus bestätigt wird und entlehnen von Al. Sigmund die Figuren 94 und 95. In sanduhr-

förmig gebauten Augiten zeigt ein Schnitt nach b (010) zwei im Zentrum mit stumpfem Winkel zusammenstoßende und sich nach a (100) öffnende, dunkler gefärbte Sektoren und zwei im Zentrum spitzwinklig zusammenstoßende nach s ($\bar{1}11$) sich öffnende hellere Sektoren. In den ersten ist c : c größer und $\gamma - \alpha$ kleiner als in den letzten. — In Schnitten nach a (100) liegen die dunkleren Sektoren an den b (010) entsprechenden Kanten des Sechsecks, zwischen ihnen sitzen auf s ($\bar{1}11$) die hellen und reichen keilförmig bis ins Zentrum. Der Unterschied in der Helligkeit ist aber hier geringer, als in den Schnitten nach b (010). In beiden Schnitten ziehen oft durch beiderlei Sektoren schmälere und breitere, der Umgrenzung parallele, in Farbe und Auslöschung von den dunkleren und helleren Sektoren verschiedene Bänder. — Im Schnitt senkrecht zum Prisma, einem nach der Symmetrieaxe gestreckten Achteck sind die Unterschiede der Helligkeit am geringsten. Er zerfällt in acht, bisweilen durch Einschlüsse von Mikrolithenzügen markierte Felder, die auf 100, 010, 110, $1\bar{1}0$ und ihren Gegenflächen aufsitzen. Unterschiede in der Helligkeit und Färbung der auf a (100) und m (110) aufsitzenden Felder sind kaum erkennbar, so daß man diese zusammenfassen kann. Solch ein Krystall besteht dann aus Pyramiden dreierlei Lage, die einen auf den Pyramidenflächen, die andern auf der Querfläche und den Prismenflächen, die dritten auf den Längsflächen aufsitzend und alle mit ihren Spitzen im Krystallzentrum. Nicht selten aber befindet sich im Zentrum, wie in Fig 94 angegeben, ein bald idiomorpher, bald mehr oder weniger stark korrodierter Kern von abweichenden Eigenschaften. Die durch alle Sektoren gleichmäßig hindurchziehenden Bänder sind nicht wesentlich für die Erscheinung und können ebenso, wie der abweichende Kern vollkommen fehlen.[1]) Wie stark die Verschiedenheiten im Kern (k), in den Anwachskegeln der Pyramide (s) und denen des Prismas (m) sein können, zeigt Fig. 95, worin die von Al. Sigmund am Augit des Nephelinits von Seindl in Steiermark beobachteten Verhältnisse dargestellt sind.

Eine Folge der starken Bisektricendispersion der basaltischen, zumal der Titanaugite, ist es, daß Schnitte, die nicht in der orthodiagonalen Zone liegen, insbesondere solche nach b (010) überhaupt nicht zwischen gekreuzten Nicols auslöschen bei Beobachtung im Tageslicht. Bringt man einen Schnitt nach der Symmetrieebene mit der Fläche 010 oben, also auf $0\bar{1}0$ liegend in das erreichbare Maximum der Dunkelheit und dreht das Präparat im Sinn des Uhrzeigers, so erscheint eine bräunliche, bei entgegengesetzter Drehung eine bläuliche Interferenzfarbe (46).

Diopsidische wie basaltische Augite umschließen neben den mit ihnen assoziierten Gesteinsgemengteilen älterer Entstehung (Eisenerze, Apatit, Olivin, Glimmer) in den Ergußgesteinen gern und oft reichlich Glaseinschlüsse verschiedenster Form, seltener Flüssigkeitseinschlüsse, unter denen auch liquide Kohlensäure mehrfach festgestellt wurde, und Gaseinschlüsse.

Gesetzmäßige Verwachsungen mit Amphibolmineralien, wobei diese mit dem Augit die vertikale Axe und die Symmetrieebene gemeinsam haben (Bd. I. 2, Taf. VII, Fig. 3), sowie mit Biotit, dessen Basis mit einer Fläche des Augitprismas zusammenfällt, werden oft, wie bei den Diopsiden, auch bei den Augiten beobachtet. — Poikilitische Durchwachsungen, die sich bis zu förmlichen Perimorphosen steigern können, finden sich besonders mit Nephelin, Apatit und Eisenerzen in Tephriten und Nephelingesteinen.

Verwitterung und Umwandlung. Die normale Verwitterung der Augite der Eruptivgesteine führt sehr allgemein zur Chloritbildung. Dieselbe beginnt meistens von der Peripherie her, seltener von einschlußreichen Stellen des Krystallinnern und

[1]) Über künstliche Erzeugung der Sanduhrstruktur bei Zusatz von Pigmenten zu krystallisierenden Mutterlaugen und ihre Ursachen vgl. O. Lehmann, Zeitschr. f. physik. Chemie. 8. 1891. 534 und Ann. Phys. Chem. N. F. 41. 1894. 47 für organische Substanzen, A. Pelikan, T. M. P. M. 13. 1893. 256 für Strontiumnitrat. O. Maschke und H. Vater Z. X. 33. 1900. 57 für Gips.

schreitet dann auf den Blätterdurchgängen vor. Es entstehen bald parallelfasrige und parallelschuppige oder auch filzige, grüne Aggregate (Bd. I. 2, Taf. VII, Fig. 4) von geringer Doppelbrechung, welche nach und nach die gesamte Augitsubstanz ersetzen. Dieselben sind oft durchspickt mit stark lichtbrechenden Körnchen und Stacheln von Pistazit oder von kleinen, an der Spaltbarkeit und starken Doppelbrechung leicht erkennbaren Körnchen des Calcits und umschließen ferner oxydische Eisenerze und gar nicht selten Anataspyramiden und -Tafeln. Daß hierbei mit Calcit auch andere Karbonate, wie Magnesit und Braunspat entstehen, beobachtete L. Milch (93) am Plagioklas-Augit-Ergußgesteinen der Landschaft Ula-Rawas in Süd-Sumatra. Ein weiteres Fortschreiten der Verwitterung zerstört alsdann den Chlorit wieder, an dessen Stelle ein Gemenge von Karbonaten, Limonit und Quarz tritt (47). — Die Zersetzung unter Mitwirkung stärkerer Säuren in flüssigem oder gasförmigem Zustand, also die vulkanische Zersetzung liefert unter Wegführung aller Basen Pseudomorphosen von Opal oder Chalcedon nach Augit (48). ein Vorgang, der ganz wesentlich auf saurere Gesteine der Trachyt- und Andesitfamilie beschränkt scheint. — Sehr verbreitet, aber wahrscheinlich mit Vorliebe an dynamometamorphe Gebiete gebunden, ist die Umwandlung des Augits in ein Hornblendemineral, die Uralitisierung. Sie findet sich fast ausschließlich in den Augitdioriten und Diabasen, sowie den älteren porphyrischen Aequivalenten jener und wird bei Uralit des näheren besprochen werden. — Die randliche Umbildung des lichtbraunen Augits eines dioritischen Gesteins von Wischkowitz bei Marienbad in Böhmen in farblosen Granat beschreibt A. Pelikan (90).

Über die monoklinen Pyroxene der krystallinen Schiefer, insbesondere der sog. Pyroxen- oder Augitgneiße, der Kalksilikatfelse, Amphibolite usw. liegen wenige genauere Untersuchungen vor. Sehr selten idiomorph, meistens in Stengel- oder Körnerform haben sie hellgraugrüne bis dunkelgrüne, sehr selten braune Farbe. Zwillingsbildung nach a (100) kommt vor, ist aber im ganzen selten, und wird nur an einzelnen Orten, wie nach H. Rosenbusch (49) bei Rohrbach im oberen Schwarzwalde polysynthetisch. Sie zeigen z. T. deutlich die Charaktere der Diopside, z. T. die der Augite. Die Verwitterungserscheinungen sind die gleichen, wie in den Eruptivgesteinen.

Die Fassait genannten lauchgrünen und gelbgrünen Abarten des Augits scheinen auf die Kontaktmetamorphosen mergeliger Kalke an älteren und jüngeren Eruptivgesteinen beschränkt zu sein.

Mit dem Namen Omphacit bezeichnet man die niemals krystallographisch begrenzten, meistens rundliche Körner oder kurzstenglige Aggregate bildenden, hellgrünen, gemeinen Augite der Eklogite. Dieselben bekunden sich durch ihre Spaltbarkeit und große Auslöschungsschiefe als Pyroxene. Im durchfallenden Lichte sind sie sehr hell grün bis nahezu farblos. Sehr häufig ist der Omphacit mit einer grünen Hornblende (Smaragdit) verwachsen und zwar so, daß auch hier beide Mineralien die vertikale Axe und die Symmetrieebene gemeinsam haben. Bei manchen Autoren findet man die Bezeichnung als Omphacit auch für solche Pyroxene angewendet, die nach Spaltbarkeit und chemischer Zusammensetzung zum Diallag gehören, speziell für die sogenannten Chromdiopside der Olivingesteine. — Der Omphacit umschließt oft in großen Mengen die für Eklogite so charakteristischen Rutilkryställchen und -Körner; der hohe Gehalt mancher Analysen desselben an $Al_2O_3$ ist durch Einschlüsse von Disthen bedingt.

Künstliche Darstellung. Die künstliche Darstellung der monoklinen Pyroxene von der Zusammensetzung der Diopside und Augite aus Schmelzfluß gelingt außerordentlich leicht und wurde besonders von Fouqué und Michel-Lévy, sowie von Jos. Morozewicz bei petrogenetischen Synthesen unter den mannigfaltigsten Bedingungen beobachtet. Die Entstehung derselben bei Hüttenprozessen ist eine bekannte Tatsache und wurde besonders von J. H. L. Vogt (51) eingehend studiert. A. Daubrée (52) erhielt Diopsidkrystalle durch Einwirkung überhitzten Wassers auf eisenhaltiges Glas, Lechartier durch Krystallisation in einem Schmelzfluß von Chlorcalcium oder Natriumsulphat.

## 3. Die Alkalipyroxene

umfassen den Akmit und Ägirin, den Ägirinaugit, Spodumen und Jadeit, welche nicht wohl eine gemeinsame Behandlung erlauben. Von diesen haben Akmit, Ägirin und Ägirinaugit die bei weitem größte petrographische Bedeutung und der Ägirin gegenüber dem Akmit die viel weitere Verbreitung.

### Akmit und Ägirin.

Chem.: $Na\overset{III}{Fe}Si_2O_6$ mit sehr geringen Mengen von K neben Na, Al neben Fe und bis zu mehreren Prozent Beimengungen der Diopsidmoleküle.

a : b : c = 1.0998 : 1 : 0.6012, $\beta$ = 73° 9′ für Akmit nach Brögger (52)
= 1.0975 : 1 : 0.6009, $\beta$ = 73° 9′ für Ägirin nach demselben.

Morph.: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100) fast stets herrschend und breit, tafelförmigen Habitus bedingend, sehr selten fehlend (Langesund), m = $\infty P$ (110), b = $\infty P\bar{\infty}$ (010), schmal, sehr oft ganz fehlend. Terminal bei Ägirin s = P ($\bar{1}11$), gern mit p = $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), bei Akmit gern o = 6P (661) und andere steile Pyramiden, denen er den Namen verdankt. Abgeleitete Prismen, Pyramiden der Grundreihe und Klinopyramiden sind für die Gesteine ohne Bedeutung. Habitus prismatisch nach der Vertikalaxe meist mit starker Abplattung nach a (100) und gern gestreift parallel der Vertikalen, beim Ägirin auch selten prismatisch nach der Kante von s ($\bar{1}11$). — Zwillinge nach a (100) häufig bei Akmit, ziemlich selten bei Ägirin. — Stenglige Individuen mit vertikaler Riefung und Aggregate solcher ohne terminale Flächen; büschlige und pinselförmige Gruppen, die sich mit stark ins Mikroskopische sinkenden Dimensionen zu den zierlichsten blumenkohl- und eisblumenähnlichen Formen unter oft ganz trichitischer Biegung der schlanken Fasern gestalten (Phonolithe und Tinguaite).

| | |
|---|---|
| $110 : 1\bar{1}0$ = 92° 56′ bei Akmit, | $110 : 1\bar{1}0$ = 92° 49′ bei Ägirin. |
| $\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1$ = 60° 17′ | $\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1$ = 60° 15′ |
| | $\bar{1}01 : \bar{1}00$ = 74° 56′ |

Koh.: Spaltung nach m (110) vollkommener als bei Diopsid und Augit, nach b (010) mit wechselnder Deutlichkeit. Eine glatte Teilbarkeit nach c (001), die besonders bei großen Individuen bisweilen vorkommt, deutet Brögger als Absonderung, Ussing (53) beobachtete sie in grönländischen Ägirinen in Verbindung mit einer feinen Zwillingslamellierung nach dieser Fläche, die er eine „unzweifelhafte Druckzwillingsbildung“ nennt. — Bruch uneben bis unvollkommen muschlig. — H. = 6—6.5. — Sp. G. = 3.5—3.6.

Opt.: Geringer Glasglanz. Farbe bei Akmit bräunlichschwarz, bei Ägirin dunkelgrün bis grünlichschwarz, oft mit schmaler weißer Haut. Im durchfallenden Licht Akmit braun bis gelb, Ägirin grün in wechselnden Tönen und gelblich. — Brechungsvermögen und negative

Doppelbrechung stärker als bei Diopsiden und Augiten. 2V groß. Geneigte Dispersion kräftig, $\varrho > v$ um a; an der einen Hyperbel blau außen, rostrot innen, an der anderen geringe Farbenunterschiede in umgekehrter Ordnung.[1]) Axenebene in der Symmetrieebene, b = b, sehr

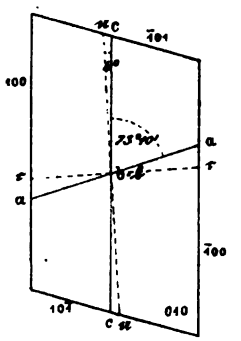


Fig. 96.

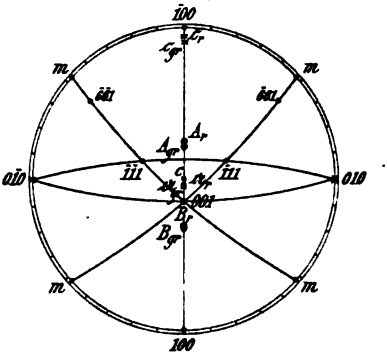


Fig. 97.

geringe Auslöschungsschiefe mit $a:c = 2°—6°$ im stumpfen Winkel $\beta$. (Fig. 96 und 97) und deutliche Bisektricendispersion $c:a_\varrho < c:a_v$. — Pleochroismus kräftig.

| | | $\alpha_{na}$ | $\beta_{na}$ | $\gamma_{na}$ | $c:c_{na}$ | $2V_{na}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ägirin, | Langesund | | 1.753[2]) | | 2.5°—3.5° | 63° 28′ | Brögger (53) |
| „ | „ | 1.7630 | 1.7990 | 1.8126 | 4.0°—4.8° | 62° 13′ | Wülfing (2) |
| „ | „ | | 1.8084 | | 4° 30′ | | Sanger |
| „ | „ | | 1.8050[3]) | | | | Wülfing (2) |
| „ | „ | | 1.8086[4]) | 1.8196[4]) | 4° 15′ | | |
| „ | Kola[5]) | 1.777 | 1.801 | | 4°—5° | 66° | W. Ramsay (54) |
| „ | Mariupol | | | | 2°—4° | 64° | Jos. Morozewicz (55) |

Für die Dispersionen nach Wülfing (2)

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ägirin, Langesund für Eosin | $\alpha = 1.7590$ | $\beta = 1.7929$ | $\gamma = 1.8054$, | $c:a = 3° 30′$ | $2V = 62° 35$ |
| Na | 1.7630 | 1.7990 | 1.8126, | 4° | 62° 13′ |
| Tl | 1.7714 | 1.8096 | 1.8238, | 4° 58′ | 61° 44′ |

Aus Wülfings Messungen ergibt sich

$(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0496$, $(\gamma-\beta)_{na} = 0.0136$, $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0360$,[6]) $c:a_\varrho < c:a_v$.

---

[1]) Die Bestimmung rührt von W. C. Brögger her (l. c. S. 328—329). Da die Bestimmung an einer Platte gemacht wurde, die aus einem Krystall ohne terminale Flächen geschnitten war, so konnte nicht entschieden werden, ob A oder B die stark dispergierte Axe sei. In Fig. 97 ist angenommen, daß es die im spitzen Winkel $\beta$ austretende Axe sei.

[2]) $\beta$ und 2V berechnet aus $2H_a = 63° 41′$ und $2H_o = 117° 18′$ in Baryumquecksilberjodid mit n = 1.746.

[3]) An dem Sangerschen Prisma gemessen.

[4]) Gemessen an Prismen, welche Herr Prof. Max Koch geschliffen hatte.

[5]) Im Tageslicht. Der Wert für a ist nach Orientierung des Prismas nur angenähert genau. Messungen des Axenwinkels um c durch Ramsay ergaben in Jodmethylen $2V_o > 114°$.

[6]) Nach Graf Keyserling (88) ist bei Ägirin von Gloggnitz $(\gamma-\alpha)_{rot} = 0.0413$, $(\gamma-\alpha)_{blau} = 0.0611$ im dunkleren Kern der Krystalle, $(\gamma-\alpha)_{rot} = 0.0415$, $(\gamma-\alpha)_{blau} = 0.0444$ bei deren helleren Schalen.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Akmit, | Rundemyr | a dunkelbraun | b hellbraun | c grünlichgelb (in dicken Schliffen). |
| „ | „ | grünlichbraun | gelb | grünlichgelb (in sehr dünnen Schliffen). |
| „ | „ | hellbräunlich ins Grün | grünlichgelb ins Braune | bräunlichgelb. Brögger. |
| „ | Ditró | dunkelbraun | bräunlichgrün | bräunlichgrün. Becke (56). |
| Ägirin, | Låven | reingrün bis blaugrün | olivingrün | grasgrün ins Gelbe. Brögger. |
| „ | Langesund | tief olivengrün bis grasgrün | olivengrün bis grasgrün | gelb mit Stich ins Grün. Brögger. |
| „ | Eker | tief grasgrün | heller grasgrün | gelbbraun bis gelb. Brögger. |
| „ | Lujaur Urt. Kola | reingrün | gelblich grasgrün | braungelb. Ramsay (54) |
| „ | Umptek „ „ | dunkelgrün | grasgrün | gelbgrün. V. Hackman. |
| „ | Särna, Schweden | blaugrün | saftgrün | gelbgrün. A. E. Törnebohm (57) |
| „ | Azoren | dunkelgrün | gelbgrün | schmutziggelb. Pacheco (58) |
| „ | Mariopul | grün | gelblichgrün | gelb. Morozewicz (55). |

Absorption a > b >

Die kräftige Bisektricendispersion bewirkt in klinopinakoidalen Schnitten dieselbe unvollkommene Auslöschung, wie bei Titanaugiten und die Aufhellung in bräunlichgelben Tönen bei Drehung im Uhrzeigersinn aus der Dunkelstellung, in bläulichen Tönen bei gegensinniger Drehung, wenn das Blättchen auf $0\bar{1}0$ liegt. — Der Pleochroismus des Ägirins hat sehr vielfach zu Verwechslung mit Amphibol Veranlassung gegeben.

Reakt.: Schmilzt leicht v. d. L. unter starker Gelbfärbung der Flamme zu magnetischer Kugel, die plattgedrückt u. d. M. zahlreiche Krystallskelette von ? Magnetit erkennen läßt. — Wird von Säuren nur sehr schwach angegriffen. — Schm.-P. für Ägirin des Langesunds 940° bis 950°, für Akmit von Eker 945°—960° nach Doelter, für letzteren 970° nach Brun.

Diagn.: Von anderen Pyroxenen unterscheidet den Ägirin und Akmit die sehr geringe Auslöschungsschiefe und der negative Charakter der der Prismenaxe zunächstliegenden Bisektrix, von den gleichfarbigen Amphibolen dieselbe Eigenschaft und der Spaltwinkel.

Vork. und Struktur. Der Akmit ist ein seltener, der Ägirin ein überaus verbreiteter wesentlicher Gemengteil der Alkaligranite, Alkalisyenite und Eläolithsyenite, ihrer tinguaitischen, pegmatitischen und aplitischen Ganggefolgschaft und der Ergußgesteine der foyaitischen Magmen, insbesondere der Phonolithe und Alkalitrachyte. — Zonare Struktur ist nicht selten und ein Verblassen der grünen Farbe nach der Peripherie hin die Regel. Das Phänomen steigert sich in manchen Fällen bis zur Ausbildung farbloser, gelblicher oder rosaroter Schalen von derselben Orientierung der optischen Hauptschnitte, wie beim Ägirinkern, wenn auch mit einem um wenige Grade größeren c:a. G. Gürich (59) fand dieses Verhalten am Eläolithsyenit von Kassa in Westafrika und beobachtete schon, daß die farblose Schale die Fläche a (100) des Ägirins frei zu lassen pflegt, W. Ramsay (54) am Eläolithsyenit des Lujaur Urt, N. V. Ussing (87) an grönländischen, A. Lacroix (60) an pegmatitischen kanadischen Eläolithsyeniten. — Zonare Struktur parallel der Fläche p ($\bar{1}01$) beobachtete G. Flink (63) an Ägirinen von Narsarsuk in Grönland mit verschiedener Färbung, aber durchaus gleicher Auslöschung der verschiedenen Bänder. — Von anderen grönländischen Fundorten gibt derselbe

Forscher auch Sanduhrstruktur an, wobei die Auslöschungsschiefen in den verschiedenen Sektoren von 0° bis 6° schwanken. — Verwachsungen des Ägirins mit Akmit kennt man besonders von Rundemyr bei Eker, wo nach Brögger (53) der Akmit nur die Flächen von (100) (010) ($\bar{1}11$) und $\bar{1}01$), nie die Prismenflächen überzieht. Lamellare Einlagerung von Akmit in Ägirin kommt auch vor. Bei diesen Verwachsungen erkennt man deutlich, daß bei Akmit die Neigung $a:c$ größer ist, als bei Ägirin. Daß auch die äußeren farblosen Schalen um Ägirin nach außen bräunlich wurden, beobachtete Ussing. — Parallele Verwachsungen von Ägirin mit Diopsid sind sehr verbreitet und stets liegt dann der Ägirin peripherisch; solche mit einem rosaroten Pyroxen (?) mit $c:c = 6.5°—8°$ wurde in einem Lujaurit von Tjorr-Naj-Ladw im Lujaur Urt, Kola beobachtet (61). — Parallele Verwachsungen von Ägirin und Alkaliamphibolen sind sehr häufig in den Eläolithsyeniten der Halbinsel Kola, von wo sie Ramsay und Hackmann beschrieben. Am Cabo Frio bei Rio de Janeiro beobachtete Fred. Eug. Wright (62), daß sich zwischen einem Diopsidkern und seiner Ägirinhülle, da wo sich sonst Ägirinaugit zu befinden pflegt, eine Schale von bläulichgrünen Alkaliamphibol einschaltete.

Mit den gleichen Eigenschaften, wie in den Eruptivgesteinen, tritt der Ägirin auch in den Orthoalkaligneißen auf, aus denen Brandão (64) ihn kürzlich von Portugal beschrieben hat. — Ch. W. Cross (65) beschreibt eine pyroxenische Neubildung neben Quarz und Calcit auf Gängen in Gneiß (? Alkaligneiß H. R.), die er nach ihrem optischen Verhalten mit Ägirin identifiziert. In den Eruptivgesteinen ist sekundäre Bildung von Ägirin nicht selten, aber er ist dann wohl stets mit Zeolithen assoziiert.

Hj. Sjögrén (66) beschreibt unter dem Namen Urbanit Krystalle aus den Drusen des Eisenglanzes von Långban und Körner aus dem Feldspat und Rhodonit der Grube Glakärn, Kirchspiel Linde in Schweden, die dem Ägirin in allen Beziehungen nahe stehen, obschon sie einen ungewöhnlich hohen Gehalt an MnO, MgO und CaO besitzen. Er gibt für diesen $a:b:c = 1.1009:1:0.6058$, $\beta = 72° 7'$ und die Formen (100) (010) (110) ($10\bar{1}$) (053) ($\bar{1}11$) (111) ($22\bar{1}$) (221). Habitus bedingt durch die Vorherrschaft von ($\bar{1}11$) und (111), wie bei Schefferit. Spaltung gut nach (110), weniger nach (001). H. = 6. — Sp. G. = 3.52—3.53. Glasglanz. Braunschwarz bis nußbraun, $b = b$, $c:a =$ 16° (Långban) und 22° (Glakärn) im stumpfen Winkel $\beta$. a braun, b gelbbraun, c hellgelb (Långban), a bronzefarben, b braungelb, c schwefelgelb (Glakärn).

| $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O$ | F | Sa |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 51.61 | — | 0.74 | 27.24 | 0.54 | 1.73 | 2.75 | 4.90 | 10.59 | 0.36 | 0.90 | — | 101.36 |
| 49.21 | 0.06 | 1.27 | 25.35 | 0.50 | 6.71 | 1.39 | 5.68 | 8.95 | 0.40 | 1.05 | 0.20 | 100.77. |

Umwandlung. Bei der Verwitterung treten an die Stelle des Ägirins Anhäufungen von Eisenoxyden, der Vorgang selbst bedarf einer genaueren Untersuchung. Vgl. Lievrit S. 163. Im allgemeinen widerstehen Akmit und Ägirin den Atmosphärilien vorzüglich. — Brögger (53) beobachtete eine von innen nach außen fortschreitende Umwandlung in Analzim, der gewöhnlich eudnophitisch doppelbrechend ist, in den Pegmatitgängen des Langesunds in Südnorwegen. — G. Flink (63) sieht die helleren Teile an den Polen grönländischer Ägirinkrystalle als ein Umwandlungsprodukt an, weil hier die Krystalle von Sprüngen parallel der Prismenaxe durchzogen sind, in denen opake Substanzen, wohl Eisenerze, liegen. Die Sprünge vermehren und erweitern sich allmählich so, daß zwischen ihnen nur ein loses Aggregat kleiner prismatischer Kryställchen sich findet. Diese sind gelbbraun mit Stich ins Grüne, tafelig nach (010) und tragen eine Schiefendfläche, welche mit (100) etwa 40° bildet. Doppelbrechung stark, gelbbraun mit Stich ins Grüne, weingelb durchsichtig, ohne Pleochroismus, $c:a$ etwa 7° nach der Seite, wo die Schiefendfläche liegt. Flink hält diese Substanz für eine neugebildete Ägirinart. — An einer anderen Fundstelle entwickeln sich zwischen den Ägirinresten, welche bei der nach der Spaltfläche vorschreitenden Zersetzung stehen bleiben, Säulchen von Lorenzenit = $Na_2O$, $(Ti.Zr)O_2$, $2SiO_2$.

Künstliche Darstellung. H. Bäckström (67) erhielt einen Filz von Ägirinnadeln neben Eisenglimmer und farblosen Nädelchen unbekannter Art, als er Pulver von Quarz, Eisenoxyd und Soda in dem für $NaFeSi_2O_6$ erforderlichen Verhältnis zusammenschmolz. Das homogene schwarze Glas dieser Schmelze wurde drei Tage bei dunkler

Rotglut gehalten. — Aus der Schmelze des Leucitophyrs vom Perlerkopf erhielt er Ägirinaugit wohl krystallisiert, als diese drei Tage lang auf dunkler Rotglut gehalten wurde.

Ägirinaugit umfaßt die an dem Ägirinmolekül reichen Augite mit wechselndem Verhältnis der Diopsid- und Augitmoleküle und gelegentlich mit kleinen Mengen von $NaAlSi_2O_8$; oft titanhaltig.

Morph.: a = ∞P∞ (100) stark herrschend, b = ∞P∞ (010) klein, auch fehlend, m = ∞P (110) schmal, s = P ($\bar{1}11$) klein, selten p = P∞ ($\bar{1}01$). Habitus kurz säulenförmig und stark abgeplattet durch a (100). — Selten hypidiomorph, körnig oder kurzstenglig. — Zwillinge nach a (100) häufig. Winkel wenig abweichend von Ägirin und Augit.

Koh.: Wie bei Ägirin.

Opt.: Schwacher Glasglanz. — Dunkelgrün bis grünlichschwarz, durchsichtig mit grünen und gelblichen Farben. — Starke Licht- und Doppelbrechung. Optischer Charakter noch nicht festgestellt. Axenebene in b (010), b = b. c : a < 35° im spitzen Winkel $\beta$ (Fig. 98),

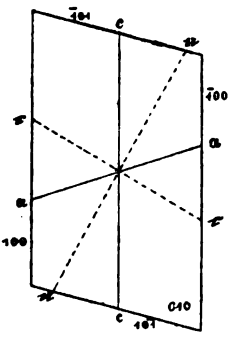


Fig. 98.

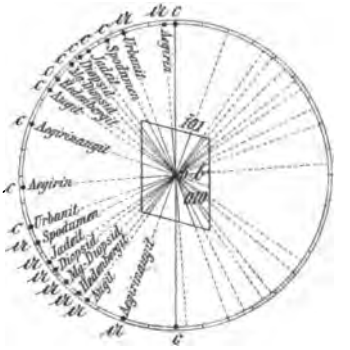


Fig. 99.

sinkend bis auf 0°. — Bisektricendispersion deutlich, anscheinend stärker als bei Ägirin und daher unvollkommene Auslöschung im Tageslicht. — Pleochroismus ägirinähnlich, a grasgrün, b hellgrün, c gelblich bis bräunlich mit Stich ins Grüne.

Reakt.: Wie bei Ägirin.

Diagn.: Vom Ägirin unterscheidet den Ägirinaugit der größere Winkel c : a, vom Augit der größere Winkel c : c (Fig. 99). Nach beiden Richtungen gibt es verbindende Zwischenglieder und es besteht, wie besonders Brögger und Wülfing betonten, eine Reihe vom Diopsid und Hedenbergit mit c : c = 38°—42° durch den Augit mit c : c = 45°—54°, den Ägirinaugit mit c : c = 55°—85° bis zum Ägirin mit c : c = 94°. Fig. 99 gibt einen Überblick über die Lage der Elastizitätsaxen in der Symmetrieebene für alle Pyroxene.

Vork. und Struktur. Der Ägirinaugit ist als Gemengteil vieler Alkalisyenite, Eläolith- und Leucitsyenite z. T. idiomorph, z. T. hypidiomorph oder er erscheint als mittlere Schale in den Parallelverwachsungen mit diopsidischem Kern und Ägirinhülle. Als äußere Hülle um Titanaugite und basaltische Augite begegnet

man ihm in basischen Ausscheidungen dieser Gesteine, besonders gern aber in Essexiten, Tephriten und verwandten Ergußgesteinen. Streng idiomorph pflegt er in Tinguaiten, Phonolithen, Leucitophyren, Leucititen und Nepheliniten aufzutreten. Zonare Struktur ist nicht selten, auch Sanduhrstruktur findet sich öfter in wechselnder Deutlichkeit. — N. V. Ussing beobachtete die Umwandlung des Ägirinaugits in Biotit und Zeolithe in norwegischen Eläolithsyeniten. — F. von Wolff (94) beschreibt aus pantelleritischer Lava von Mayor Island, Bay of Plenty, Neuseeland, einen Mg-freien Ägirinaugit, in welchem mit dem Molekül des Ägirins kleine Mengen des Hedenbergitmoleküls $CaFeSi_2O_6$ verbunden sind und möchte dieses Vorkommen Ägirin-Hedenbergit nennen. Richtiger wäre der Name Hedenbergit-Ägirin. Der optische Charakter ist negativ, $c : a = 24°$ im spitzen Winkel $\beta$; der Pleochroismus a sattgrasgrün, b tiefgrün mit Stich ins Gelbliche, c tiefgrün bis olivgrün.

Der Fedorowit von C. Viola (68), analysiert von E. H. Krauss (69) aus latinischen Leucitgesteinen steht den Ägirinaugiten nahe. Zus. $SiO_2$ 52.37, $Fe_2O_3 + FeO$ 4.08, $Al_2O_3$ 2.46, CaO 24.51, MgO 14.66, $Na_2O$ 2.05, Sa 100.13. $a : b : c = 1.0927 : 1 : 0.5489$, $\beta = 74°$. Formen (100) (010) (110) (001) (011), auch (101) (111) (120). $b = \mathfrak{b}$. — $c : \mathfrak{c} = 65°—75°$ im stumpfen $\measuredangle \beta$. $\alpha = 1.680$, $\beta = 1.687$, $\gamma = 1.709$. — c gelb, $\mathfrak{a} = \mathfrak{b}$ olivgrün. Man vgl. die Mitteilungen von F. Zambonini (70).

## Jadeit.

Chem.: $NaAlSi_2O_6$ mit kleinen Mengen von $K_2O$, $H_2O$, $Cr_2O_3$ und wechselndem Gehalt an MgO, CaO und Eisenoxyden.

Morph.: Derbe, krystalline Massen von kurzstengligem bis körnigem und dichtem oder fasrigem bis blättrigem Gefüge.

Koh.: Pyroxenartige gute Spaltung nach einem Prisma $110 : 1\bar{1}0 = 93° 5'$ nach J. Krenner (71), nach anderen Autoren $94° 40'$ bis $90° 35'$, unvollkommen nach (100). Querabsonderung zur Stengelaxe verbreitet. — Bruch splittrig. Äußerst zähe. — H. = 6.5—7. — Sp. G. = 3.33—3.35.

Opt.: Schwacher Glasglanz, auf Spaltflächen perlmutterartig schimmernd. Apfelgrün, bläulichgrün, lauchgrün, grünlichweiß, weiß, auch grüngefleckt; farblos bis hellgrünlich durchsichtig. — Mittleres Brechungsvermögen, starke positive Doppelbrechung, $\gamma - \alpha = 0.029$ nach Michel-Lévy und Lacroix (72). Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene $b = \mathfrak{b}$; $c : c_{na} = 33° 34'$, schwache geneigte Dispersion mit $\varrho < \upsilon$, $\beta_{na} = 1.654$, $2V_{na} = 71° 56'$, beides berechnet aus $2H_a = 82° 48'$ und $2H_o = 131° 22'$ am Jadeit von Birma nach J. Krenner (71). Die eine optische Axe weicht nur wenige Grade von der Prismenaxe ab. — Andere Autoren geben für die Auslöschung Werte von $31°—35°$ an (Fig. 99).

Reakt.: V. d. L. leicht zu farblosem, etwas blasigem Glase unter starker Gelbfärbung der Flamme schmelzend. Wird von Säuren wenig angegriffen, nach dem Schmelzen von Salzsäure unschwer zersetzt. — Schm.-P. für Jadeit von Tibet 1060° nach Doelter.

Vork. Mehr von ethnographischem, als von petrographischem Interesse. Anstehend kennt man den Jadeit aus der Gegend des Dorfes Tammaw im Tale des Uru in Ober-Birma in Gesellschaft von Serpentin, Albithornblendegesteinen und Hornblende-(Glaukophan-)schiefern, sowie von metamorphen Kalken und umgeben von tertiären Sandsteinen, ferner an den nördlichen Abhängen des Kuenluen in Ostturkestan am Tunga, einen linken Zufluß des Reskam Darja. In rohen Geröllen findet er sich in Tibet und

im Val di Susa in Piemont, in bearbeitetem Zustande in Europa, Asien und Amerika. — Mikroskopische Beschreibungen lieferten H. Fischer (73), J. Krenner (74), A. Arzruni (75), Max Bauer (76), F. W. Clarke und G. P. Merrill (77), Piolti (78) u. a. — E. Cohen (79) wies jadeitähnliche Massen in einem südafrikanischen Eklogit nach.

Chloromelanit scheint ein dem Jadeit verwandter Körper zu sein, in welchem die häufigeren Pyroxenmoleküle in stärkerer Beimengung auftreten. Vom Chloromelanit von Mocchie im Susatal berichtet S. Franchi (85) starke Dispersion $\varrho > v$ und Übergänge in Smaragdit. L. Colomba (86) fand, daß nicht alle jadeitischen Pyroxene starke Dispersion besitzen.

## Spodumen.

Chem.: $LiAlSi_2O_6$, mit kleinen Mengen von FeO, CaO, MgO, $Na_2O$, $K_2O$, bei Hiddenit auch $Cr_2O_3$.

$a : b : c = 1.1283 : 1 : 0.6235$, $\beta = 69^\circ\ 32'.5$.

Morph.: $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), $b = \infty P\infty$ (010), $m = \infty P$ (110), $p = P$ ($\bar{1}11$), $r = 2P$ ($\bar{2}21$), $d = 2P\infty$ (021) u. a. Gestalten. Habitus prismatisch und oft tafelförmig durch breites a (100). Zwillinge nach a (100). — Stenglige Individuen und Aggregate. — Derbe, spätige Massen.

$110 : 1\bar{1}0 = 93^\circ\ 12'$ $\quad 11\bar{1} : 100 = 79^\circ\ 35'$

$021 : 010 = 40^\circ\ 34'$ $\quad \bar{1}11 : 010 = 58^\circ\ 39'$.

Koh.: Spaltung vollkommen nach m (110), spurenweise nach b (010). Oft vorzügliche Teilbarkeit nach a (100). — Bruch uneben ins Muschlige. — H. = 6.5—7. — Sp. G. = 3.1—3.2. — Ätzfiguren, wie bei Diopsid (S. 200) nach Greim (80).

Opt.: Glasglanz, auf Spaltflächen perlmutterartig. Farbe grünlich- oder graulichweiß, gelblichgrün, apfelgrün bis smaragdgrün (Hiddenit) auch rosa und amethystfarbig. Mehr oder weniger farblos im Dünnschliff. — Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene, $b = \mathfrak{b}$. $c : \mathfrak{c} = 23^\circ$—$26^\circ$ etwa im stumpfen Winkel $\beta$. — Lichtbrechung und positive Doppelbrechung mäßig. Geneigte Dispersion schwach. $\varrho < v$ um c.

Brasilien $\alpha = 1.660$, $\beta = 1.666$, $\gamma = 1.676$, Michel-Lévy u. Lacroix (81)
$\gamma - \alpha = 0.016$, $\gamma - \beta = 0.010$, $\beta - \alpha = 0.006$, $2V_\varrho = 54^\circ$—$60^\circ$

Nord Carolina $\alpha = 1.651$, $\beta = 1.669$, $\gamma = 1.677$,
$\gamma - \alpha = 0.026$, $\gamma - \beta = 0.008$, $\beta - \alpha = 0.018$, für gelb Des Cloizeaux (82).

In Monobromnaphtalin $2H_a = 64^\circ\ 47'$ für rotes Glas, $64^\circ\ 58'.5$ für Na, $65^\circ\ 4'.5$ für Kupferlösung nach Greim (80) an brasilianischen Krystallen. — Waldemar T. Schaller (95) fand am Spodumen der Pegmatitgänge im Diorit von San Diego Co., Californien $\alpha_{na} = 1.652$. $\gamma_{na} = 1.679$, kräftigen Pleochroismus mit $\mathfrak{a}$ = amethystfarben, $\mathfrak{b}$ blaßrot oder amethystfarben, $\mathfrak{c}$ farblos. $\mathfrak{c} : c_{na} = 25^\circ\ 24'$ im stumpfen Winkel $\beta$. Die Brechungsexponenten wurden nach der Chaulnesschen Methode bestimmt. Pleochroismus am Hiddenit kräftig in dunkelgrünen Farben nach E. S. Dana (83).

Reakt.: V. d. L. unschwer unter Aufblähen und mit Rotfärbung der Flamme zu farblosem Glase schmelzend. Unangegriffen von Säuren.

— Schm.-P. 1010° nach Brun, welcher bei stark gestiegener Temperatur ein beträchtliches Aufblähen des Spodumens unter Erhaltung der Form beobachtete. Bei der Berührung zerfiel das Mineral alsdann zu einem unfühlbaren Pulver.

York. In pegmatitischen Massen der Granite, Gneiße und Glimmerschiefer, seltener in normalem Granit und Gneiß. — Über die Umwandlung des Spodumens oder Triphans von Branchville, Conn. in Albit, Mikroklin, Muscovit und Eukryptit oder Lithiumnephelin handeln G. J. Brush und E. S. Dana (84). — Der Kymatolith, ein faseriges Umwandlungsprodukt den Spodumens hat die Zusammensetzung des Jadeits.

Literatur. (1) N. J. 1890. I. 252. — (2) Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie Heidelberg 1891. — (3) Ann. Min. **14**. 1878. (7). 3. — (4) N. J. 1883. I. 84; 1886. I. 185; 1889. I. 238. — (5) Min. Mag. **9**. 1890. 192 und Q. J. G. S. **41**. 1885. 367. — (6) Man. de Min. Paris. 1862. 55. — (7) Bull. Soc. min. Fr. **10**. 1887. 221. — (8) Z. X. **21**. 1892. 11. — (9) Z. X. **22**. 1894. 342. — (10) Annals New York Acad. of Sc. **9**. 1896. — (11) Z. X. **11**. 485. — (12) Min. des roches. 1888. 264. — (13) T. M. M. 1871. 17. — (14) Ann. Min. **12**. 1877. 392. — (15) S. W. A. **59**. 1869. Mai. — (16) Finska Vetensk. Soc. Forhdl. **24**. 1882 und **25**. 1883. — (17) Man. de Min. 1874. 2. Vol. XIX. — (18) Programm des Gymnasiums Saarbrücken. 1884. — (19) N. J. 1885. I. 43. — (20) T. M. P. M. **7**. 1885. 98. — (21) N. J. B. B. **9**. 1894. 289. — (22) Z. D. G. G. **30**. 1878. 498. — (23) T. M. M. 1875. 45. — (24) T. M. P. M. **4**. 1882. 297. 375 et passim. — (25) N. J. B. B. **3**. 1884. 252. — (26) T. M. P. M. **13**. 1893. 213. — (27) N. J. 1883. II. 97. — (28) Z. D. G. G. **16**. 1864. 531. — (29) Z. D. G. G. **19**. 1867. 280. 294. — (30) Über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1884. 190. — (31) Amer. Journ. **28**. 1884. Oktoberheft. — (32) T. M. P. M. **7**. 1885. 75. — (33) N. J. 1871. 59. — (34) Amer. Journ. **37**. 1889. 441. — (35) Journ. of the College of Science. Imper. University. Tokio. Japan. **3**. 82. — (36) Z. X. **10**. 1885. 58. — (37) Jahrb. d. Hamburger wissenschaftl. Anstalten. **8**. 2. Hamburg 1891. — (38) T. M. P. M. **15**. 1896. 29. — (39) Die Basalte des Fichtelgebirges. Heidelberg 1894. — (40) T. M. P. M. **18**. 1899. 533. — (41) N. J. 1879. 482 und 822. — (42) T. M. P. M. **13**. 1893. 239. — (43) Lotos. **14**. 1894. — (44) T. M. P. M. **15**. 1896. 375; **16**. 1897. 341. 353. — (45) T. M. P. M. **15**. 1896. 295. — (46) Hunter und Rosenbusch, Über Monchiquit; T. M. P. M. **11**. 1890. 445. — (47) A. Knop, N. J. 1877. 699. — (48) M. Kispatič, T. M. P. M. **4**. 1881. 122. — (49) Mitteil. Gr. Bad. Geol. Landesanstalt. **4**. 1901. 5. — (50) Lotos. 1899. Nr. 8. — (51) Bihang till k. Svensk. Vet.-Akad. Handl. **9**. 1884. Nr. 1 und Arch. for Math. og Naturvid. Kristiania 1890. — (52) C. R. **45**. 1856. 792. — (53) Z. X. **16**. 1890. 295–338 und 655–658. — (54) Fennia **3**. Nr. 7. 40. Helsingfors. — (55) T. M. P. M. **21**. 1902. 241. — (56) T. M. P. M. **1**. 1878. 584. — (57) G. F. i Stockholm F. **6**. 1883. 383. — (58) Bull. Soc. Min. Fr. **10**. 1887. 311. — (59) Z. D. G. G. **39**. 1887. 96. — (60) C. R. **110**. 1890. 1152 und Bull. Soc. géol. Fr. **18**. 1890. 511. — (61) H. R. Mikrosk. Physiogr. II. 3. Aufl. 1896. 165. — (62) T. M. P. M. **20**. 1901. 249. — (63) Meddelelser om Grönland. **24**. 1. Kopenhagen 1899. — (64) N. J. Centralblatt. 1902. 52. — (65) Amer. Journ. **39**. 1890. 365. — (66) Bull. Geol. Inst. Upsala. **2**. 1894. 39. — (67) Bull. Soc. min. Fr. **16**. 1893. 131. — (68) N. J. 1899. I. 121. — (69) Z. X. **33**. 1900. 36. — (70) Z. X. **33**. 1900. 53. — (71) Z. X. **31**. 1895. 502. — (72) Min. des roches. Paris. 1888. 266. — (73) Z. X. **4**. 1880. 371. — (74) N. J. 1883. II. 173. — (75) Zeitschr. f. Ethnologie. Berlin 1883. 184. — (76) N. J. 1896. I. 18 und 85; 1897. I. 258. — (77) Proceed. U. S. Nat. Museum. **11**. 1886. 115. — (78) Atti R. Accad. Torino. **34**. 1899. 442. — (79) N. J. 1879. 864. — (80) N. J. 1889. I. 253). — (81) Min. des roches. Paris 1888. 266. — (82) Amer. Journ. **32**. 1886. 204. — (83) Amer. Journ. **22**. 1881. 182. — (84) Amer. Journ. **20**. 1880. 257. — (85) Boll. R. Com. geol. Roma. **31**. 1900. 119. — (86) Riv. di Min. e Cristall. Ital. Padova. **28**. 1902. — (87) Meddelelser om Grönland. **14**. 177. Kopenhagen 1894. — (88) T. M. P. M. **22**. 1903. 121. — (89) N. J. 1888. I. 44. — (90) Lotos. 1899. Nr. 8. — (91) Z. X. **26**. 1896. 449 und Abhandl. k. Bayer. Akad. Wiss. **18**. 1894. 23. — (92) N. J. B. B. **18**.

1904. 327. — (93) N. J. Centralbl. 1903. 505. — (94) N. J. Centralbl. 1904. 208. — (95) University of Californie Bull. Dep. of geol. 3. 1903. 265. Berkeley.

## Låvenit.

Chem.: $(SiO_3)_2(Mn, Ca, Fe)(ZrO.F)Na$ nach P. Groth. Eine Analyse von Cleve (1) gibt: Unlöslicher Zirkon 3.08, $SiO_2$ 29.17, $TiO_2$ 2.00, $ZrO_2$ 28.90, $(Ta, Nb)_2O_5$ 4.13, $Fe_2O_3$ 0.78, FeO 3.02, MnO 7.30, CaO 6.93, $Na_2O$ 11.23, $H_2O$ 0.65, F 3.82, $S^a$ 101.01, ab für O 1.60, $S^a$ 99.41.

a : b : c = 1.0964 : 1 : 0.7152, $\beta = 69^\circ\ 42'$ nach W. C. Brögger (1).

Morph.: a = ∞P∞ (100), m = ∞P (110), n = ∞P$\bar{2}$ (210), e = —P (111), q = —P∞ (101), r = P∞ (011), auch ∞P$\bar{3}$ (310), selten b (010). Habitus schlank säulenförmig (Fig. 100), seltener tafelförmig nach a (100)

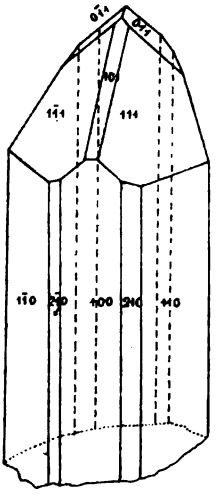


Fig. 100.

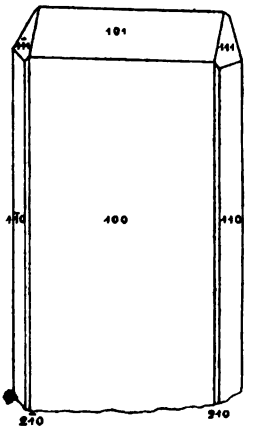


Fig. 101.

Fig. 101. — Zwillinge nach a (100) nicht selten, bisweilen in lamellarer Wiederholung. — Rundliche bis eiförmige Körner. Länge wenige mm selten überschreitend, gern auf mikroskopische Dimensionen herabsinkend.

| | |
|---|---|
| 100 : 110 = 45° 48′ | 111 : 110 = 39° 29′.5 |
| 210 : 100 = 27° 12′.5 | 011 : 0$\bar{1}$1 = 67° 42′ |
| 111 : 1$\bar{1}$1 = 52° 9′.5 | 100 : 101 = 43° 11′.5. |

Koh.: Spaltung nach a (100) auch im Schliff erkennbar. Unregelmäßige Sprünge häufig vorhanden. — H. = 6. — Sp. G. = 3.51—3.547.

Opt.: Hoher Glasglanz. Farbe honiggelb, hellgelb bis fast farblos oder dunkelrotbraun bis schwarzbraun, dann reicher an Mn, ärmer an Ca und Na. Im durchfallenden Licht rötlichgelb bis fast farblos. — Lichtbrechung und negative Doppelbrechung hoch. Dispersion nicht sicher bestimmbar. — Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene b = b, c : a = 19° 25′ bei den hellen, 20° 18′ bei den dunklen Krystallen

im spitzen Winkel $\beta$ (Fig. 102 und 103). Spaltblättchen nach a (100) zeigen den Austritt einer Axe mit mehreren Ringen. Nach Brögger (1) im Na-Lichte

$2H_a = 90° 16'$, $2H_o = 116° 7'$ mit $n_H = 1.4118$. Daraus $2V_{na} = 79° 46'$, $\beta_{na} = 1.750$.

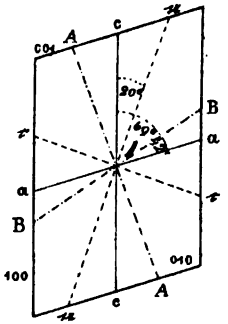


Fig. 102.

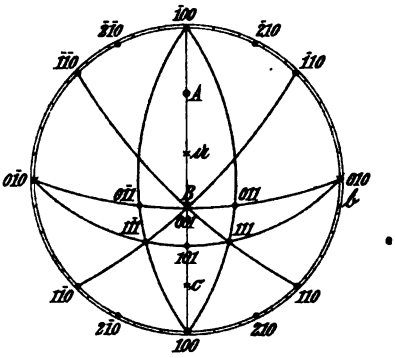


Fig. 103.

Relief epidotartig, Doppelbrechung stärker als bei Olivin, A. Michel-Lévy und Lacroix (2) geben $\gamma - \alpha = 0.03$. — Pleochroismus kräftig mit a hellweingelb, b gelblich mit deutlichem Strich ins Grünliche, c tieforangerot bis braungelb oder rotbraun in den dunklen, schwach bis kaum erkennbar in den lichtgefärbten Individuen. Absorption $c > b > a$.

Reakt.: V. d. L. unschwer zu brauner Schlacke schmelzend. Salzsäure greift Låvenit im Schliff selbst beim Erwärmen nicht merklich an, zersetzt ihn aber nach Cleve unvollkommen im feinen Pulver.

Diagn.: Siehe Wöhlerit, S. 224.

Vork. Der Låvenit wurde von W. C. Brögger und H. Reusch in cm-großen Krystallen in den Alkalisyenitpegmatiten von Låven im Langesund entdeckt. Brögger stellte seine Eigenschaften fest. Fr. Graeff (3) beschrieb ihn dann aus Eläolithsyeniten der Gegend von Rio de Janeiro, Gürich (4) in solchen von den Los-Inseln und Tumbo in Westafrika, A. Osann (5) bestimmte ihn in den Sanidiniten von S. Miguel, Azoren. Er ist ein selten häufiger, aber weit verbreiteter Übergemengteil in den foyaitischen Tiefengesteinen und wird hier sehr konstant von violblauem Flußspat, Mosandrit oder Rinkit und Rosenbuschit begleitet. Spärlicher, aber gleichfalls sehr verbreitet erscheint er in den Tinguaiten, Alkalitrachyten und Phonolithen. — V. Hackman (6) fand im Eläolithsyenit des Umptek ein orangefarbenes Mineral mit den Eigenschaften des Låvenits, aber mit anderer Absorption $a > b > c$ und erinnert daran, daß Gürich für den Låvenit der Los-Inseln gleichfalls a rotgelb, b hellweingelb, c fast farblos angibt.

Umwandlung. Der gesteinsbildende Låvenit zeigt im allgemeinen keinerlei Verwitterungs- oder Umwandlungsphänomene. W. C. Brögger beschreibt solche indessen ausführlich an den Krystallen von Låven, wodurch sie ein dem Mosandrit ähnliches Aussehen gewinnen und zuletzt aus einem Aggregat von violblauem Flußspat, Zirkonkryställchen, Eisenerzen, Prismen eines gelben, stark licht- und doppelbrechenden unbekannten Minerals und tiefbraunen Körnchen und Stengelchen einer fast isotropen Substanz bestehen.

Literatur. (1) G. F. i Stockh. F. 7. 1885. 598; 9. 1887. 252. — Z. X. 10. 503, 16. 339. — (2) Min. des roches. Paris 1888. 235. — (3) N. J. 1887. I. 201; 1887. II. 246. — (4) Z. D. G. G. 39. 1887. 101. — (5) N. J. 1888. I. 124. — (6) Petrogr. Beschr. des Nephelinsyenits von Umptek usw. Kuopio. 1894. 23.

## Wöhlerit.

Chem.: $Si_{10}Zr_3Nb_2O_{42}Fe_3Ca_{10}Na_5$ nach P. Groth. — P. T. Cleve (1) fand, $SiO_2$ 30.12, $TiO_2$ 0.42, $ZrO_2$ 16.11, $Nb_2O_5$ 12.85, Ceritoxyde 0.66, $Fe_2O_3$ 0.48, FeO 1.26, MnO 1.00, MgO 0.12, CaO 26.95, $Na_2O$ 7.50, $H_2O$ 0.74, F 2.98, $S^a$ 101.19, nach Abzug der dem F äquivalenten Menge 1.24 O ist $S^a$ 99.95.

a:b:c = 1.0536:1:0.7088, $\beta = 71^\circ 3'$. Morton.

Morph.: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), b = $\infty P\bar{\infty}$ (010), m = $\infty P$ (110), g = $\infty P\bar{2}$ (120) u. a. Prismen, c = oP (001), k = $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), o = $P\bar{\infty}$ (011), s = P ($\bar{1}11$), p = —P (111) u. a. Gestalten. Habitus dicktafelförmig nach a (100), Fig. 104. — Fast durchweg Zwillinge nach a (100), oft in polysyntetisch-lamellarer Ausbildung. Vollkommene Krystalle selten, Zerbrechungen häufig. Dimensionen sehr wechselnd, aber nur selten mikroskopisch.

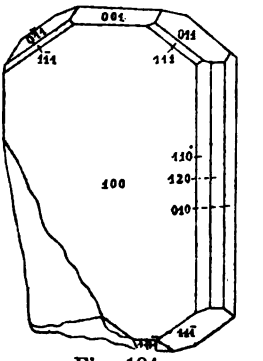


Fig. 104.

| | | | |
|---|---|---|---|
| $110 : 1\bar{1}0 = 89^\circ 48'$ | $100 : 120 = 63^\circ 21'$ | $\bar{1}11 : \bar{1}00 = 73^\circ 17'$ |
| $\bar{1}00 : \bar{1}01 = 69^\circ 48'$ | $011 : \bar{1}11 = 32^\circ 28'$ | $\bar{1}11 : 010 = 56^\circ 22'$ |
| $001 : 011 = 33^\circ 15'$ | $111 : 100 = 49^\circ 58'$ | $\bar{1}11 : \bar{1}10 = 53^\circ 31'$. |

Koh.: Unvollkommen nach b (011) spaltbar; oft unregelmäßig zerklüftet. Bruch splittrig bis kleinmuschlig. Sehr spröde. — H. = 5—6. — Sp. G. = 3.41—3.442.

Opt.: Lebhafter Glasglanz auf glatten Krystallflächen, im Bruch harzig. — Farbe honiggelb, wachsgelb, schwefelgelb, weingelb, selten bräunlichgelb oder nahezu farblos; im durchfallenden Lichte hellweingelb bis fast farblos. — Lichtbrechung und positive Doppelbrechung

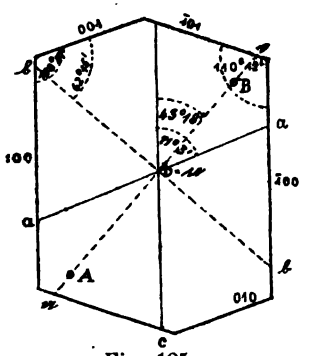


Fig. 105.

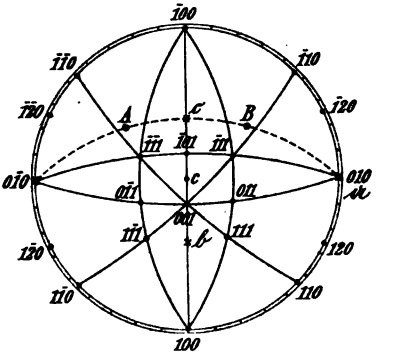


Fig. 106.

kräftig. — Ebene der optischen Axen normalsymmetrisch, b = a. Die spitze Bisektrix im spitzen Winkel $\beta$ mit c:c = 43° 15' nach W. C. Brögger (1), 45° nach Des Cloizeaux (2). — Dispersion schwach $\varrho < v$, deutlich horizontal um c, gekreuzt um a. Das Schema gibt Fig. 105 und 106. — 2V schwankend.

$\alpha = 1.700$, $\beta = 1.716$, $\gamma = 1.726$, Michel-Lévy und Lacroix (3)
$\gamma - \alpha = 0.026$, $\gamma - \beta = 0.010$, $\beta - \alpha = 0.016$, „ „ „

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $2H_a$ für Li = | 90° 53′ | $2H_a$ für Na = | 91° 18′ | $2H_a$ für Tl = | 91° 57′ | Brögger (1) |
| $2H_o$ „ „ = | 122° 9′ | $2H_o$ „ „ = | 121° 42′ | $2H_o$ „ „ = | 121° 15′ | |
| $2V_{li}$ „ „ = | 78° 18′ | $2V_{na}$ „ „ = | 78° 37′ | $2V_{tl}$ „ „ = | 78° 49′ | |
| $2H_a$ für rot = | 89° 34′ | $2H_a$ für gelbgrün = | 90° 29′ | $2H_a$ für blau = | 90° 54′ | Des Cloizeaux (2) |
| $2H_o$ „ „ = | 128° 6′ | $2H_o$ „ „ = | 127° 26′ | $2H_o$ „ „ = | 127° 6′ | |
| $2V$ „ „ = | 76° 10′ | $2V$ „ „ = | 76° 44′ | $2V$ „ „ = | 77° 2′ | |
| $\beta$ „ „ = | 1.67 | $\beta$ „ „ = | 1.68 | $\beta$ „ „ = | 1.69 | |

ferner nach Des Cloizeaux an anderen Krystallen

$2V = 76° 10'$, $71° 56'$, $71° 26'$, $\beta = 1.67$, 1.69, 1.72 für rotes Licht,
$2V = 77° 2'$, $72° 18'$, $72° 1'$, $\beta = 1.69$, 1.71, 1.74 für blaues Licht.

Pleochroismus schwach, in dünnen Schliffen kaum wahrnehmbar. c weingelb, b = a farblos bis weißlich gelb.

Reakt.: V. d. L. ziemlich schwer zu gelblichem Glase schmelzbar. — Konzentr. Salzsäure zersetzt den Wöhlerit bei Erwärmung leicht.

Diagn.: Vom Låvenit unterscheidet den Wöhlerit der Krystallhabitus, die geringere Doppelbrechung, der polysynthetische Zwillingsbau und der schwächere Pleochroismus, vom Hjortdahlit, dem er in allen Eigenschaften sehr ähnelt, das Krystallsystem, d. h. die gerade Auslöschung in der leicht erkennbaren orthodiagonalen Zone mit optisch negativem Charakter, das Fehlen der Zwillingslamellen in den am meisten pleochroitischen breiten Schnitten nach a (100) und die größere Auslöschungsschiefe in den zwillingslamellierten schmäleren Schnitten nach b (010).

Vork. Der Wöhlerit ist bisher mit voller Sicherheit nur aus den pegmatitischen Gängen der Langesund-Inseln in Südnorwegen und spärlich im Alkalisyenit dieses Gebietes bekannt.

Literatur. (1) Z. X. **16**. 1890. 351. — (2) Ann. Chim. Phys. **18**. 1868. 421. — Nouv. Recherches 1867. 616. — Man. de Min. 1874. 2. XXV. — (3) Min. des roches. Paris 1888. 294.

## Die Familie der monoklinen Amphibole

besitzt unter den farbigen gesteinsbildenden Mineralien neben den monoklinen Pyroxenen die größte Verbreitung und Bedeutung. Man teilt sie, wie jene in drei Gruppen:

1. Die sesquioxydfreien bis sesquioxydarmen monoklinen Amphibole, oder die Strahlsteingruppe mit den Hauptarten Tremolit, Aktinolith, Nephrit, Smaragdit, Grünerit.

2. Die sesquioxydreichen monoklinen Amphibole oder die Hornblendegruppe mit den Hauptarten gemeine Hornblende, Pargasit und basaltische Hornblende.

3. Die Alkaliamphibole mit den Hauptarten Glaukophan, Arfvedsonit, Riebeckit und anderen mehr.

Viele Amphibole erscheinen in parallel- oder filzigfasrigen Aggregaten und werden dann Asbest, Amianth, Krokydolith usw. genannt.

Die oben aufgestellten drei Hauptgruppen sind durch Übergänge und Zwischenglieder auf das Innigste miteinander zu einer einheitlichen Familie verbunden, ebenso wie das bei den Pyroxenen der Fall ist. Doch sind bei den Amphibolen die gegenseitigen Beziehungen und Unterschiede, sowie die Abhängigkeit der physikalischen Konstanten von dem chemischen Bestande, und dieser Bestand selbst weit weniger bekannt, als bei den Pyroxenen. — Das Axenverhältnis der ersten und zweiten Gruppe wurde an der Hornblende bestimmt.

Das wichtigste mikroskopische Kennzeichen für alle Amphibole ist die vollkommene Spaltung nach einem Prisma von etwa 124° 30′.

### 1. Die Strahlsteingruppe.

Chem.: $CaMg_3Si_4O_{12}$ Tremolit oder Grammatit; isomorphe Mischungen von $CaMg_3Si_4O_{12}$ mit $CaFe_3Si_4O_{12}$ Aktinolith oder Strahlstein, $(FeMg)_4Si_4O_{12}$ Grünerit und Cummingtonit je nach höherem oder geringerem Gehalt an Fe. — Kleine Mengen von Mn vertreten Fe. — Geringer Gehalt an $Al_2O_3$ und $Fe_2O_3$, sowie an Alkalien wird durch Beimischung der Hornblendemoleküle erklärt.

a : b : c = 0.5408 : 1 : 0.2937, $\beta = 73° 58'$.

Morph.: m = ∞P (110), b = ∞P∞ (010), a = ∞P∞ (100), r = P∞ (011), i = 3P∞ (031), c = oP (001) selten, p = P∞ ($\bar{1}01$), q = $2P\bar{2}$ ($\bar{2}11$), s = $2P\bar{2}$ ($\bar{1}21$), Fig. 107—109. — Prismen ohne terminale Flächen,

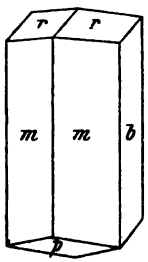


Fig. 107.

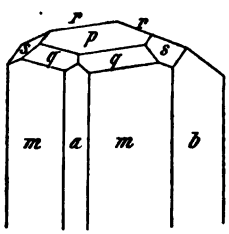


Fig. 108.

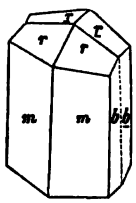


Fig. 109.

Stengel, Fasern, Blätter, Körner ohne gesetzmäßige Begrenzung und Aggregate solcher. — Zwillinge nach a (100), gelegentlich mit Einschaltung einer oder mehrerer schmaler Zwillingslamellen zwischen den beiden Hauptindividuen (Bd. I. 2, Taf. VII, Fig. 5). In manchen Fällen auch polysynthetische Wiederholung in dünnen Lamellen durch das ganze Individuum. — Sehr fein lamellare polysynthetische Zwillingsbildung nach c (001) ist, wie bei Diopsid, ein Druckphänomen.

$110 : 1\bar{1}0 = 55° 49'$ $001 : \bar{1}01 = 31° 0'$ $031 : 0\bar{3}1 = 80° 32'$

$011 : 0\bar{1}1 = 31° 32'$ $\bar{1}10 : \bar{1}01 = 76° 48'.5$ $\bar{2}11 : \bar{2}\bar{1}1 = 25° 34'$.

Koh.: Vollkommene Spaltung nach dem Prisma (110) in scharfen und langanhaltenden, nicht oder nur spärlich anastomosierenden Rissen,

deren Winkel J. Thoulet (1) für die in den Hauptzonen liegenden Schnitte berechnet hat (Bd. I. 1, Taf. IV, Fig. 6). Sie ändern sich analog, wie bei den Pyroxenen (S. 201) angegeben wurde. In sehr dünnen Schliffen oft noch spärliche, einer Spaltung nach b (010) entsprechende Risse. — Bisweilen sehr gute Teilbarkeit nach c (001), insbesondere dann, wenn zugleich Zwillingslamellierung nach dieser Fläche stattfindet. — Querabsonderung angenähert senkrecht zur Prismenaxe sehr verbreitet. — H. = 5—6. — Sp. G. 2.9 — 3.1; bei Grünerit 3.71.

v. Kraatz-Koschlau (2) glaubt, daß sich drei Gruppen der Amphibole nach dem Spaltwinkel unterscheiden lassen; er fand in der Aktinolithreihe $110 : 1\bar{1}0 = 55^\circ 10' - 55^\circ 25'$, bei der gemeinen grünen Hornblende $110 : 1\bar{1}0 = 55^\circ 25' - 55^\circ 35'$, bei der braunen basaltischen Hornblende $110 : 1\bar{1}0 = 55^\circ 40' - 55^\circ 50'$.

Ch. Wh. Cross (3) beobachtete an dem Aktinolith bretonischer Strahlsteinschiefer und der grünen gemeinen Hornblende eines Diorits von St. Brieuc eine deutliche Absonderung nach $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$) der älteren Aufstellung der Amphibole mit $\beta = 75^\circ 2'$. — G. H. Williams (4) erkannte dieselbe gleichfalls an dunkelbraunem Amphibol von Pierrepoint, bezog sie aber, ohne genauere Messungen anzustellen, auf oP (001) derselben Aufstellung und war geneigt, in einer Zwillingsbildung nach dieser Fläche die Ursache der Teilbarkeit zu sehen. — O. Mügge (5) studierte diese Absonderung genauer an grüner Hornblende aus Arendaler Amphibolit, bestimmte durch Messungen ihre Coinzidenz mit der Fläche $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$) derselben Aufstellung, dachte gleichfalls an damit verbundene Zwillingsbildung und glaubte deren Ursache im Gebirgsdruck zu finden, zumal dieser sich auch unverkennbar an dem die Hornblende begleitenden Glimmer und Granat kundgab. Er parallelisierte diese Absonderung mit derjenigen nach oP (001) am Diopsid und wies auf die Zweckmäßigkeit der Vertauschung von hinten und vorn am Amphibol hin, um diesen mit den Pyroxenen analog aufzustellen. — G. H. Williams (6) nahm später seine Beobachtungen an den Amphibolen aus den körnigen Kalken des Gneiß von St. Lawrence Co., N. Y., wieder auf, konstatierte nun durch Messungen, daß hier ebenso wie bei Arendal und in der Bretagne die Absonderungsfläche als $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$) aufzufassen sei, sowie daß eine sehr durchgreifende Zwillingslamellierung sich damit verknüpfe. Er schloß sich der Auffassung Mügges an, wonach hier $P\bar{\infty}$, ebenso wie oP bei Pyroxenen und $-\frac{1}{2}R$ bei Calcit als Gleitfläche fungiere. Auf dieser konnten nicht selten Calcit in dünnen Häutchen sowie Glimmerblättchen wahrgenommen werden. Wegen der Gleichwertigkeit von oP am Diopsid und $P\bar{\infty}$ der älteren Aufstellung am Amphibol als Strukturflächen plaidiert auch er für die Deutung der letzteren als oP (001) auch am Amphibol, indem er sich ferner auf die hierdurch zu erzielende Analogie in der Lage der optischen Konstanten und ganz besonders auf die Parallelverwachsungen dieser beiden Mineralarten beruft, bei denen $P\bar{\infty}$ in der älteren Aufstellung des Amphibols nach derselben Seite liegt, wie oP des Pyroxens. — Die gleiche Gesetzmäßigkeit der Verwachsung von Pyroxenen und Amphibolen ist seither noch vielfach festgestellt worden, so auch von E. von Fedorow (7) zwischen Diallag und Hornblende des Bogoslowsk'schen Bergreviers mit $c : c = 17.5^\circ$ in der Hornblende und $c : c = 43.5^\circ$ im Diallag, wobei zugleich je eine optische Axe des Diallags ($2V = +58^\circ$) und der Hornblende ($2V = -76^\circ$), und zwar die der Prismenaxe nächstliegende nahezu koinzidierten. — Diesem Verhältnis entsprechend ist in der vorliegenden 4. Aufl. dieses Buches die Tschermak'sche Aufstellung der Amphibole mit $\beta = 73^\circ 58'$ angenommen worden.

Die Seltenheit terminaler Krystallflächen bei manchen Amphibolen und die daraus entspringende Unmöglichkeit der Unterscheidung von vorn und hinten, gibt den Ätzfiguren hier eine wenigstens ebenso hohe Bedeutung, wie bei den Pyroxenen. R. A. Daly (8) stellte die Form und Lage der Ätzfiguren auf den Prismenflächen, sowie auf (010), ($\bar{1}01$) u. a. Flächen der Amphibole fest und fand, daß diese nicht nur

die optische Orientierung der Amphibole, sondern sogar die Unterscheidung der Hauptgruppen der Amphibole ermöglichen. Da die Ätzung fast immer an Spaltstückchen vorzunehmen ist, beschränken wir uns auf die hierauf bezüglichen Mitteilungen.

Bei Anwendung der käuflichen konzentrierten wässerigen Lösungen von Fluorwasserstoffsäure in einem auf dem Wasserbade befindlichen Platintiegel erhält man beim Eintauchen der in einem engmaschigen Netz von Platinfäden befindlichen Spaltstückchen in die Flußsäurelösung oder in ihre Dämpfe bei einer Versuchsdauer von 0.5 bis 3.0 Minuten die zu beschreibenden Ätzfiguren. Sie entstehen am raschesten auf Arfvedsonit, Riebeckit, Barkevikit und Hornblende (0.5 bis 1.25 Minuten), bei den eisenarmen Amphibolen bedarf es 1—3 Minuten.

Alle Glieder der Aktinolithreihe (Tremolit, Aktinolith, Smaragdit, Richterit, Astochit usw.) geben auf der vorderen rechten Prismenfläche (110) die klauenähnlichen Ätzgrübchen, Fig 110, wovon 1 einen Anfangszustand, 2 und 3 Endzustände darstellen. Der aufrechte Strich gibt die durch Spaltrisse markierte Lage der aufrechten Axe an. Die schärfste Kante der Figur AB wandert von einer Anfangsschiefe von $-2°$ auf der linken Seite bei dem Wachsen des Ätzgrübchens bis zu einer Endschiefe von etwa $+10°$ auf die rechte Seite der Vertikalaxe, der Winkel CAH beträgt etwa 13° im Mittel von 10°—16°. Die Spitze der Klaue weist auf die positive Pyramide (11$\bar{1}$). 4 ist eine ungewöhnliche Form dieser Ätzfigur. — 5, 6, 7 stellen die Ätzfiguren auf 010, 8 auf 100 des Aktinoliths dar.

Fig. 110.

Opt.: Glasglanz, auf Spaltflächen auch ins Perlmutterartige, bei parallelfasriger Aggregation seidenartig. Farbe weiß, grün in verschiedenen Tönen von hell- bis dunkelgrün, auch graubraun bis braun bei eisenreichen Arten. Im durchfallenden Licht farblos, hellgrün,

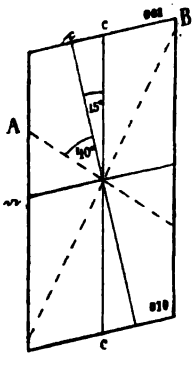
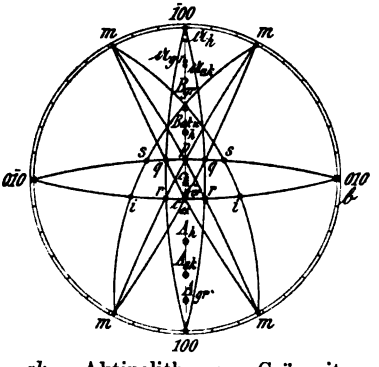



Fig. 111.




*ak* = Aktinolith, *gr* = Grünerit, *h* = Hornblende.

Fig. 112.

smaragdgrün, grasgrün, auch graubraun. — Brechungsvermögen kräftig, negative Doppelbrechung stark. — Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene (Fig. 111 und 112), b = b, c : c = 10°—20° im stumpfen Winkel $\beta$. — 2V groß. Dispersion schwach $\varrho < v$.

| | | $\alpha_{na}$ | $\beta_{na}$ | $\gamma_{na}$ | c:c | $2V_{na}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Tremolit, | Skutterud | 1.6065 | 1.6233 | 1.6340 | 16° | 81° 22′ | Penfield. |
| „ | Gouverneur | 1:5987 | 1.6125 | 1.6239 | | 83° 52′ | K. Zimanyi (9) |
| „ | Felsö-Sebes | 1.5996 | 1.6144 | 1.6266 | | 83° 32′ | „ |
| „ | St. Gotthard [1]) | 1.609 | 1.623 | 1.635 | 15° | | A. Michel-Lévy u. A. Lacroix (10) |
| „ | „ | | 1.622 | | 15° | 88° 16′ | Des Cloiz. (11) |
| Aktinolith. | Falun, hellgrün | 1.6004 | 1.6162 | 1.6284 | | 80° 38′ | K. Zimanyi (9) |
| „ | Zillertal | 1.6116 | 1.6270 | 1.6387 | | 81° 27′ | „ |
| „ | „ [1]) | 1.611 | 1.627 | 1.636 | | | A. Michel-Lévy u. A. Lacroix (10) |
| „ | St. Gotthard | | 1.629 | | 15° | 80° 4′ | Des Cloiz. (11) |
| Grünerit, | Collobrières, Var | | 1.73 [2]) | | 11°—15° | $2E = 95°$ | ca. Lacroix (12) |

Hieraus für

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Tremolit im Mittel | $\beta = 1.619$, | $\gamma - \alpha = 0.0264$, | $\gamma - \beta = 0.0114$, | $\beta - \alpha = 0.0148$ |
| Aktinolith | 1.625, | 0.0267, | 0.0110, | 0.0137 |
| Grünerit | 1.73, | 0.056, | | |

Für die Dispersionen fand G. Flink (13) am grasgrünen Tremolit von Skutterud bei $c:c = 17° 18'$

$$\beta_{li} = 1.616,\ \beta_{na} = 1.618,\ \beta_{tl} = 1.620,\ 2V_{na} = 84° 9'.$$

A. Des Cloizeaux (11) am

Tremolit vom St. Gotthard $2V_{rot} = 87° 27'$, $2V_{gelb} = 87° 31'$.
Aktinolith „ „ „ $= 79° 38'$, $= 80° 4'$.

Pleochroismus bei den farbigen Arten deutlich, wenn auch nicht stark.

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Aktinolith, | Zillertal | a grüngelb | b gelbgrün | c smaragdgrün, in dickeren Platten | nach G. Tschermak (14) |
| „ | „ | blaßgelblich | blaßgelblich | grün, im Dünnschliff | |
| Grunerit, | Collobrières | farblos | farblos | hellbraun. | A. Lacroix (12) |

Sehr charakteristisch ist in optischer Hinsicht die geringe Auslöschungsschiefe in der durch den vollkommenen Parallelismus der Spaltrisse gekennzeichneten Prismenzone, die allerdings nicht immer, wie R. A. Daly (15) zeigte, ihr Maximum in dem Schnitte nach der Symmetrieebene hat, sich aber bei der Größe des Winkels 2V kaum um mehr als 1° darüber erhebt. Gegenüber anderen Amphibolen ist auch der stets positive Charakter der Auslöschung in der Prismenzone hervorzuheben.

Reakt.: V. d. L. je nach dem Gehalt an Fe zu farblosem, grünem oder schwarzem Glase schmelzbar. Die grünen Arten färben sich bei starkem Glühen auf dem Platinblech rot. — Salzsäure greift nicht merklich an, entzieht aber bei längerer Behandlung in der Hitze den eisenreichen Arten etwas Eisen. — Schm.-P. für Tremolit 1220°, für Aktinolith, Pfitsch 1170°, für Nephrit von Jordansmühl 1210° nach Doelter, für Tremolit von St. Gotthard 1270°, für Aktinolith von Zermatt 1190°, für Nephrit vom Kuenluen 1250° nach Brun.

Diagn.: Von dem Wollastonit unterscheiden den Tremolit die zur Spaltrichtung parallele Trace der optischen Axenebene, der stets positive

[1]) Im Tageslicht.

[2]) $\frac{\alpha+\beta+\gamma}{3}$, aus Min. des roches. Paris 1888. 147.

Charakter der Zone der Spaltbarkeit und die Unangreifbarkeit durch Säuren, den Aktinolith vom Pistazit ebenfalls die der Spaltung parallele Trace der Axenebene und der stets positive Charakter der Zone der Spaltbarkeit. Von den Pyroxenen unterscheiden sich alle Amphibole durch die Spaltung, die geringe Auslöschungsschiefe, und wo diese, wie beim Ägirin, im Stich läßt, der optische Charakter der Längsrichtung. — Von allen anderen Amphibolen unterscheiden sich die Strahlsteine durch die Ätzfigur auf Spaltflächen.

Vork. Der Tremolit findet sich in stengligen und blättrigen Massen und Individuen eingewachsen in den körnigen Kalken der Formation der krystallinen Schiefer, in manchen Silikathornfelsen, und mit Olivin und seinen Umwandlungsprodukten in gewissen Olivinfelsen und Serpentinen. Vorkommnisse der letzten Art beschrieb Fr. Becke (16) vom Latzenhof bei Felling und vom Klopfberg in Niederösterreich. Er wird hier als ein ursprünglicher Gemengteil angesehen. In andern Serpentinen, welche aus Olivin- und Pyroxengesteinen hervorgegangen sind, scheint der Tremolit eine Neubildung zu sein. Die Individuen fasern sich oft recht zierlich aus und gehen in asbestartige Aggregate über. — Als randlicher Saum um Olivin erscheint Tremolit in manchen skandinavischen Olivindiabasen und Olivingabbros als Umwandlungsprodukt. Seinerseits scheint der Tremolit sich mit Vorliebe in Talk umzuwandeln; dabei dringen die Talkblättchen von der Peripherie, den Querklüften und den Spaltrissen aus vor und verdrängen nach und nach die Tremolitsubstanz, welche in einem gewissen Stadium des Prozesses je nach der Lage des Schnitts in Form oblonger und spitzrhombischer Maschen in einem Netz von Talkblättchen liegt. Tschermak beschrieb diesen Vorgang bei Tremolit von der Koralpe (17).

Der Aktinolith bildet ebenso wie der Tremolit prismatische Individuen oder stenglige und fasrige Aggregate ohne terminale Flächen. Er unterscheidet sich vom Tremolit durch seine mehr oder weniger grüne Farbe. Bei wenig tiefer Färbung und in dünnen Schliffen ist der Pleochroismus kaum bemerkbar; bei tieferer Farbe erkennt man deutlich die Absorption $c \geqslant b > a$, auch wenn alle Strahlen grün sind, oder es tritt in die nach b und a schwingenden Strahlen ein gelblicher Ton ein, während die Farbe parallel c rein grün ist. — Der Aktinolith pflegt, abgesehen von den mit ihm assoziierten Mineralien, ebenso wie der Tremolit, einschlußfrei zu sein. Die wahre Heimat des Aktinoliths ist das Schiefergebirge; er bildet hier teils für sich allein, teils in Verbindung mit Pyroxenen oder Epidot oder Chlorit, dem sich neben Magnetit und Pyrit wohl auch Calcit oder Dolomit gern zugesellen, die wechselreiche Reihe der Aktinolithschiefer; mit Quarz und Albit findet er sich in vielen Grünschiefern, akzessorisch in Chlorit- und Talkschiefern. — Als sekundärer Gemengteil erscheint er in den Diabasen und Schalsteinen, sowie Gabbros, und ist hier ein Umwandlungsprodukt der pyroxenischen Komponenten, oder auch gelegentlich des Olivins. Seine Anwesenheit deutet auf orogenetische Vorgänge, als die Ursache der Gesteinsumwandlung. — Den smaragdgrünen Aktinolith, welcher in den sog. Saussuritgabbros auftritt, nennt man Smaragdit. Derselbe bildet sehr feinstenglige Aggregate von mattgrünlichweißer Farbe im durchfallenden Lichte, welche erst bei großer Dünne durchsichtig werden — eine Folge der feinfasrigen Aggregation. Die Smaragditaggregate erscheinen sehr oft in der Form des Diallags und haben die Struktur dieses Minerals dann oft in überraschender Vollkommenheit bewahrt; so lassen sie sich nach der Querfläche in dünne Blättchen teilen, an deren Rändern bisweilen noch Flächen eines Augitprismas erkennbar sind. Daß solcher Smaragdit eine Pseudomorphose oder vielleicht Paramorphose nach Diallag sei, beweist auch der Umstand, daß die Interpositionen des Diallags sich oft im Smaragdit wiederfinden; je geringer die Menge derselben geworden ist, um so reichlicher pflegt der Rutil in Körnchen und Kryställchen dem Smaragdit beigemengt zu sein. Quer zu der Säulenaxe dieser Smaragdite, welche aus Diallag entstanden, finden sich wohl farblose Adern von parallelstengliger Struktur, welche Zoisit zu sein scheinen. Ob die in den Eklogiten auftretenden Smaragdite,

welche sich meistens in paralleler Verwachsung mit Omphacit befinden, zu dem Aktinolith oder der gemeinen Hornblende gehören, ist nicht festgestellt. — Aus Eruptivgesteinen ist Aktinolith nicht sicher als primärer Gemengteil bekannt.

Umwandlungsvorgänge sind am Aktinolith nur selten zu beobachten; es entstehen aus demselben dann fasrige und schuppige kryptokrystalline Aggregate von grüner Farbe, welche dem Serpentin angehören dürften. Dabei scheidet sich der Kalkgehalt sehr gern als Calcit in kleinen Körnchen und rundlichen Massen aus.

Der Nephrit oder Jade ist ein filzig-fasriger Aktinolith mit einer mehr oder weniger versteckt schiefrigen Struktur. Ohne eigentliche Bedeutung für die allgemeine Petrographie beansprucht er doch das Interesse durch seine ethnographisch eigentümliche Stellung, ähnlich wie der Jadeit. Zweifellos anstehende Vorkommnisse desselben finden sich am Berge Batugol in Ostsibirien, im Kuenluen, in Neuseeland. Mit der Beschreibung und Untersuchung dieser Vorkommnisse beschäftigten sich neben H. Fischer (19) besonders A. Kenngott (20), Beck und Muschketow (21) und Arzruni (22). Traube (23) hat ein mit Serpentin und Granulit innig verknüpftes Vorkommen bei Jordansmühl, sowie eine wenig mächtige (7 cm) Lage desselben Minerals in dem Arsenerze führenden Diopsidfels von Reichenstein in Schlesien aufgefunden. — Amerikanische Vorkommnisse beschrieben Clarke und Merrill. (24).

Der Grünerit, ein Ca-freier Eisenmagnesium-Aktinolith mit sehr geringem Gehalt an Mg, wurde als zu den Amphibolen gehörig von A. Lacroix (12) nachgewiesen. Er bildet im Glimmerschiefer bei Collobrières, Dep. du Var, braune, etwas seidenglänzende, blättrig strahlige Aggregate[1]) in Assoziation mit Granat, Magnetit und Quarz. Charakteristisch ist neben der sehr hohen Doppelbrechung und dem Pleochroismus die polysynthetische Zwillingsbildung nach (100). — A. Ch. Lane (18) beschreibt ihn mit gleichen Eigenschaften ($\gamma - \alpha$ nur 0.030) als Begleiter gewisser Eisenerze des Lake Superior mit Quarz, Granat, Biotit und blaugrüner Hornblende assoziiert. Hier ist er farblos bis hellbräunlich, auch hellgrünlich durchsichtig und gar nicht oder schwach pleochroitisch. Er zeigt eine Umwandlung in Talk, welche der Zwillingslamellierung folgt. Das sp. G. ist höher als 3.3.

## 2. Die Hornblendegruppe.

Chem.: Isomorphe Mischungen der Aktinolithmoleküle $CaMg_3Si_4O_{12}$ und $CaFe_3Si_4O_{12}$ mit $CaMg_2Al_2Si_3O_{12}$ und $Na_2Al_2Si_4O_{12}$ in wechselndem Verhältnis, worin an der Stelle von Mg und Fe auch Mn, an der von Al dreiwertiges Fe, an der von Na auch K stehen kann. Nach dieser von Tschermak begründeten Auffassung bauen sich die Amphibole aus Polymeren der in den Pyroxenen auftretenden Moleküle auf. — R. Scharizer (25) suchte nachzuweisen, daß in den Hornblenden isomorphe Mischungen der Aktinolithmoleküle mit einem Molekül $(\overset{I}{R_2}, \overset{II}{R})_3(Al, Fe)_2Si_3O_{12}$, welches er nach Breithaupt als Syntagmatitmolekül bezeichnet, vorliegen. In dem Syntagmatitmolekül wäre $(CaO + R_2O) : (MgO + FeO + MnO) = 3 : 4$. — Betont man dieses Verhältnis nicht, dann läge das orthosilikatische Syntagmatitmolekül außer in der basaltischen Hornblende von Jan Mayen, aus welcher es Scharizer berechnete, auch im Hastingsit rein vor. Durch C. Schneider (26) u. a. wurde ein bis zu mehreren Prozenten betragender Gehalt an $TiO_2$ in den gesteinsbildenden basaltischen Hornblenden und in den Alkaliamphibolen nachgewiesen, über

[1]) In der Min. de la France **1**. 1893. 643 ist die Dispersion im Gegensatz zu der Originalbeschreibung wohl versehentlich als $\varrho > v$ angegeben.

dessen Stellung im Molekül man nicht sicher ist. — Fr. Berwerth (17), A. Sauer (28), Fred. E. Wright (29) u. a. setzten die Anwesenheit chemisch gebundenen Wassers in den Aktinolithen, Hornblenden und Alkaliamphibolen außer Zweifel. Diesem trägt keine der üblichen Formeln Rechnung. Der mehrfach gefundene Gehalt an F läßt annehmen, daß das analytisch gefundene Wasser als OH vorhanden sei.

Axenverhältnis und Formen siehe Strahlsteingruppe S. 225. — Vollkommen idiomorphe Ausbildung ist bei der gemeinen Hornblende der krystallinen Schiefer und der Tiefengesteine selten oder bleibt auf die Prismenzone beschränkt, in den granitporphyrischen Ganggesteinen bei den Einsprenglingen die Regel, bei den basaltischen Hornblenden der Gang- und Ergußgesteine durchweg vorhanden, soweit sie nicht durch magmatische Resorption wieder zerstört wurde.

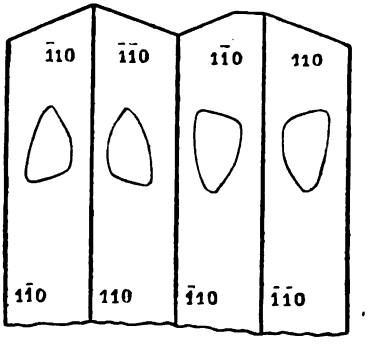
Ein Hinabsinken auf Mikrolithendimensionen ist weit seltener als bei den Pyroxenen, verbreitet in den lamprophyrischen Ganggesteinen, selten in den Ergußgesteinen, häufig bei Umwandlungsvorgängen, wie bei der Uralitisierung der Pyroxene. Wachtumsformen, wie die Pyroxene sie in großer Mannigfaltigkeit darbieten, sind bei Amphibolen unbekannt. — Schaliger Bau oder Zonarstruktur durch isomorphe Schichtung ist nicht all zu selten und folgt vorwiegend dem Prisma (Bd. I. 2, Taf. VII, Fig. 6). — Sanduhrbau begegnet man besonders bei den Ti-reichen Arten der lamprophyrischen Ganggesteine. — Mechanische Doformationen finden sich bei den Amphibolen der Eruptivgesteine und der krystallinen Schiefer.

Koh.: Wie bei der Strahlsteingruppe S. 225. Die Ätzfiguren mit

Fig. 113.

Fig. 114.

HF auf dem vorderen rechten Prisma (110) der gemeinen Hornblende von Kragerö zeigt Fig. 113 1. 2. 3, die des Edenits Fig. 113, 4. die der basaltischen Hornblende Fig. 114 1. 2. 3. und des Barkevikits Fig. 114, 4 nach Daly (8) und Fig. 115 nach F. E. Wright (29). Der Winkel DAB ist sehr konstant 72°—73°, ∢ CAH = 13°—15° im Mittel, die Spitze C weist nach der positiven Pyramide. Fig. 114, 5 und 6 zeigen die Ätzfiguren auf der rechen Fläche von ∞P∞ (010) und auf der vorderen von ∞P$\bar{2}$ (100) der gemeinen und basaltischen Hornblende.




Die oberen Indices gelten für die Tschermaksche, die unteren für die ältere Aufstellung.

Fig. 115.

Opt.: Glasglanz, bei fasrigen Aggregaten auch Seidenglanz. — Weiß bis grau bei Fe-freien Arten, blaßgrün, tiefgrün, grünlichschwarz, braun-

schwarz, schwarz. Im durchfallenden Licht farblos, grün, blaugrün, gelb, braun in verschiedenen Tönen und infolge des kräftigen Pleochroismus wechselnd mit der Schnittlage und der Orientierung des Schliffes gegen den Polarisator. — Lichtbrechung und Doppelbrechung kräftig. Charakter der Doppelbrechung negativ mit wenigen Ausnahmen. — Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene (Fig. 112), b = b, c : c von 0°—20° und mehr im stumpfen Winkel $\beta$, ausnahmsweise auch mit sehr geringem Werte im spitzen Winkel $\beta$. — Winkel der optischen Axen stark wechselnd; nach G. Tschermak (14) wächst mit zunehmendem Gehalt an Fe der Axenwinkel um c, der um a nimmt ab.

| | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | c : c | 2V | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Gem. Hornblende, Kragerö [1]) | 1.630 | 1.642 | 1.653 | | —84° | |
| | | | | | | Michel-Lévy u. Lacroix (10) |
| „ „ Kafveltorp | 1.6398 | 1.6431 | 1.6561 | | +53°50′ | Zimanyi (9) |
| Pargasit, Pargas [1]) | 1.616 | 1.620 | 1.635 | | +52°2′ | „ |
| „ „ | 1.613 | 1.620 | 1.632 | 18°—21° | +58°—60° | |
| | | | | | | Michel-Lévy u. Lacroix (10) |
| Gem. Hornblende, Volpersdorf | | $1.642_{rot}$ | | 19° 53′ | +85° | Tschermak (14) |
| Basalt. „ Czernosin | | 1.710 | | 1° 40′ | —79°24′ | Haidinger |
| „ „ Böhmen | 1.680 | 1.725 | 1.752 | 0°—10° | —80° | |
| | | | | | | Michel-Lévy u. Lacroix (10) |
| Barkevikit, Langesund [2]) | 1.687 | 1.707 | 1.708 | 0°—12° | „ | „ |
| Basalt. Hornblende, Aranyer Berg | | | | 37° 12′ | $2E_{Na}$ +67°37′ | |
| | | | | | | Franzenau (30) |

Danach ist für gemeine Hornblende im Mittel $\beta = 1.634$, $\gamma - \alpha = 0.019$, $\gamma - \beta = 0.017$, $\beta - \alpha = 0.006$, für die basaltischen Hornblenden läßt sich aus den beiden einzigen Angaben; die vorliegen, kein Mittel ziehen, welches als wahrscheinlich angenähert richtig angesehen werden könnte.

Eine merkliche Dispersion der Bisektricen scheint bei der gemeinen Hornblende nirgends beobachtet worden zu sein, tritt aber bei der basaltischen Hornblende deutlich hervor und zwar anscheinend um so mehr, je reicher sie an dem Arfvedsonitmolekül und an $TiO_2$ wird. Nach eigenen Beobachtungen und den übereinstimmenden Angaben von Fr. Becke (31) über basaltische Hornblenden in trachytischen Gesteinen der Columbrete Inseln und von Fr. E. Wright (29, 32) über die Amphibole der Alkalitiefengesteine von Boston und Rio de Janeiro ist $c : c_\varrho < c : c_v$, wenn c im stumpfen Winkel $\beta$ liegt. Das Umgekehrte ist der Fall, wenn c im spitzen Winkel $\beta$ liegt. Auf die Bisektricendispersion bezügliche Angaben von N. V. Ussing (33) über grönländische Amphibole und von A. Johnsen (34) über solche von Miask lassen sich aus Mangel von Angaben über die Lage von c zunächst nicht auf ihre Übereinstimmung mit dieser Regel prüfen.

Alle Schnitte der orthodiagonalen Zone zeigen bei Aktinolithen und Hornblenden im konvergenten Lichte Axen- oder Bisektricenaustritt; die Interferenzbilder sind im allgemeinen nicht so lebhaft gefärbt und von so vielen Ringen umgeben, wie bei den Pyroxenen. Die Axenebene, welche durch die gestreckten Axenbalken gegeben wird, halbiert das Gesichtsfeld und die Spaltrisse symmetrisch, so lange diese sich schneiden, geht ihnen parallel auf Schnitten nach a (100). Die Dispersion ist deutlich an der Hyperbel der auf a (100) austretenden, kaum oder gar nicht zu beobachten an der auf

[1]) Im Na-Licht.

[2]) Wird l. c. Arfvedsonit genannt, kann aber nach dem angeführten Pleochroismus wohl nur Barkevikit sein.

c (001) austretenden Axe. — Spaltblättchen nach dem Prisma geben randlichen, nicht auf der Mittellinie des Gesichtsfeldes liegenden Axenaustritt.

Das Verhalten der Schnitte nach den drei Hauptzonen in den Zwillingen nach a (100) ist ein verschiedenes je nach dem Wert des Winkels c : c im speziell vorliegenden Fall. Da die beiden Individuen das Prisma gemein haben, so müssen Schnitte aus der Zone oP : ∞P$\bar{\infty}$ (001 : 100) sich nach Spaltbarkeit und Auslöschung wie einfache Individuen verhalten. Man wird den Zwilling an der verschiedenen Färbung bei Hellstellung und gegebenenfalls im konvergenten Licht an dem Austritt zweier nicht konjungierter Axen erkennen können. — In Schnitten aus der Zone ∞P$\bar{\infty}$ : ∞P$\dot{\infty}$ (100 : 010) werden die Zwillingshälften stets symmetrisch zur Zwillingsnaht das Licht auslöschen und die Neigung der Auslöschungsrichtungen beider Individuen nimmt von $2 \times (c:c)^0$ in ∞P$\dot{\infty}$ (010) bis 0° in ∞P$\bar{\infty}$ (100) ab. — In Schnitten der Zone oP : ∞P$\dot{\infty}$ (001 : 010) würde, da der Winkel $\beta = 74^0$ und die Zwillingsaxe senkrecht zu c, wenn die Auslöschungsschiefe = 16° ist, in dem ersten Individuum die Axe größter Elastizität Zonenaxe sein. Dieses zweite Individuum würde also stets parallel zur Diagonale der Spaltbarkeit auslöschen, während das erste sich verhielte, wie bei Betrachtung der einfachen Krystalle abgeleitet wurde. Wäre dagegen, wie bei manchen basaltischen Hornblenden $c : c = 0^0$, so fiele die Zwillingsaxe mit a zusammen und die beiden Individuen würden stets gleichzeitig auslöschen, wie ein einfaches Individuum. Bei allen anderen Werten von c : c zeigen die Zwillingshälften verschiedene und zur Spaltungsdiagonale unsymmetrische Auslöschung. — Während die Zwillingsnaht in den Schnitten der drei Hauptzonen parallel zur Spaltung oder diagonal zu beiden Spaltungen liegt, kann in schiefen Schnitten die Zwillungsgrenze schief zur Spaltbarkeit liegen. Man vergleiche Augit S. 204.

Auf die hohe Bedeutung des Pleochroismus für die Bestimmung der Amphibole gegenüber den Pyroxenen hat besonders G. Tschermak (35) in seiner grundlegenden Arbeit hingewiesen. Die Nuancen sind außerordentlich verschieden und würden kaum in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit anführbar sein. Es gelten folgende Regeln. Bei den gemeinen Hornblenden die mit grüner Farbe durchsichtig sind, herrschen grüne, gelbgrüne, blaugrüne und gelbe Töne, bei den seltenen braun durchsichtigen braune, grünlichbraune und grünlichgelbe Töne. Immer gehören die tiefsten Töne (grün, blaugrün, braun) den nach c schwingenden, die hellsten (hellgrün, gelb, grünlichgelb) den nach a schwingenden Strahlen an. Die nach b schwingenden Strahlen haben mittlere oder dieselbe Farbe, wie die nach c schwingenden; das Absorptionsschema ist also $c \geqslant b > a$. — Dasselbe Schema gilt auch für die basaltischen Hornblenden. Bei den stark doppelbrechenden, rotbraun oder rein braun durchsichtigen Typen mit meistens sehr kleinem c : c haben c und b wenig verschiedene braune Farben, a ist gelb in verschiedenen Nuancen. Bei den alkalireichen basaltischen Amphibolen, die nach der Arfvedsonitreihe hinüberspielen, kommen rein braune Töne kaum vor. Die Farben sind schwer beschreibbar aus bräunlich und olivgrün gemischt. Wir geben als Beispiele

Aranyer Berg: a olivgrün, b gelblichbraun, c grünlichbraun nach Franzenau.

Naujakasik: a dunkelgrün, b dunkelgraubraun, c graulich- oder grünlichbraun nach Ussing.

Cabo Frio: a hellgelbbraun mit Stich ins Grünliche, b dunkelbraunolivgrün, oft etwas rötlich, c dunkelolivgrün ins Braune.

Beverley: a grünlichgelb, b olivgrün, c blaugrün nach Wright.

Diese Hornblenden haben durchweg größeres c : c, kleineres $\gamma - \alpha$, kleineres 2V und stärkere Bisektricendispersion, als die gewöhnlichen braunen basaltischen Hornblenden.

C. Schneider (36) beobachtete, daß bei basaltischen Hornblenden (Laacher See, Altenbuseck bei Gießen, Härtlingen, Wolkenburg, Böhmen, Ortenberg), die bei Rotglut der Einwirkung überhitzten Wasserdampfes ausgesetzt wurden, sämtliches FeO in $Fe_2O_3$ umgesetzt, die ursprüngliche Auslöschungsschiefe von 2°—8.5° auf 0° gesunken war. Das ursprünglich graue Pulver war gelbbraun geworden, Absorption und Pleochroismus hatten stark zugenommen. M. Belowsky (37) erhielt die gleichen optischen Veränderungen in Amphibolen, die er in einem Platinschälchen eine¼ Stunde lang über dem Bunsenbrenner glühte. Es hatte beispielsweise gem. Hornblende von Arendal

| | Farbe | c : c auf 110 | c | b | a |
|---|---|---|---|---|---|
| vor dem Versuche | fahlgrün | 20° | bläulichgrün | gelb | hellgrün |
| nach dem Versuche | dunkelbraun | 0.5° | dunkelbraun | hellbraun | hellbraun |

Tremolit blieb unverändert. — Analoge Veränderungen beobachtete auch A. Wichmann (38) an grünen andesitischen Hornblenden des indischen Archipels.

Reakt.: Ähnlich wie bei der Strahlsteingruppe. — Schm.-P. für Pargasit 1160°—1175°, für basaltische Hornblende von 1075°—1155°, für Barkevikit vom Langesund 1085°—1095°, für gemeine Hornblende von Pierrepoint 1080° nach Doelter, für braune Hornblende vom Matterhorn 1060°—1070°, für basaltische Hornblende aus Phonolith des Cantal 1060° nach Brun.

Diagn.: Die Spaltung und die Orientierung der optischen Axenebene zur Spaltung unterscheidet die Hornblende von allen Nicht-Amphibolen. Die Unterscheidung von der Strahlsteingruppe wird durch den Pleochroismus, sehr oft durch die Bisektricendispersion, in jedem Falle durch die Ätzfigur auf 110 gegeben.

Die eisenarmen gemeinen Hornblenden, welche man als Edenite bezeichnet, treten in einzelnen Individuen, rundlich eckigen Körnern, Stengeln und stenglig blättrigen Aggregaten in Begleitung von Phlogopit, Humitmineralien, Granat, Vesuvian, Diopsid, Apatit, Graphit, Spinell u. a. im körnigen Kalk und Dolomit auf. Auch verbinden sie sich mit mehreren dieser Begleiter zu konkretionären Massen in diesen Gesteinen. Farblos, ohne Pleochroismus mit c : c = 15° ungefähr sind sie vom Tremolit nur chemisch durch den Nachweis des $Al_2O_3$-Gehaltes zu unterscheiden. A. K. Coomáraswámy (39) analysierte solchen Edenit aus körnigem Kalk von Ceylon. — Das von R. Beck (40) von der Långfallsgrube bei Räfvåla in Schweden als Amphibol-Anthophyllit beschriebene Mineral, lichtgraubraun, farblos durchsichtig, $\beta = 1.62 - 1.65$, c : c = 6° im Maximum hat $SiO_2$ 52.89, $Al_2O_3$ 1.59, $Fe_2O_3$ 7.10, FeO 12.60, MgO 22.17, $K_2O$ 2.23, $H_2O$ 0.71, PbS 0.17, Sa 99.46. — Sp. G. 3.24.

Gemeine Hornblende schlechthin nennt man die mit grünen Farben durchsichtigen Abarten, wie sie in den saureren Tiefengesteinen, in den Granit-, Syenit- und Dioritporphyriten, in den Gneißen und Amphiboliten weit verbreitet sind. Gelegentlich nimmt die Farbe einen bräunlichen Ton auf oder wird bräunlich mit Stich ins Grün, besonders für die Schwingungen parallel b. — In manchen Hornblendegesteinen des krystallinen Schiefergebirges spielt die Farbe des nach c schwingenden Strahls ins Blaue, so im Val Canaria und Val Piora und wird sogar rein blau. Das ist besonders bei sogenannten Grünschiefern der Fall, die aus Gabbro, Diabas und Diabasschalsteinen hervorgingen, wie z. B. am Sulitjelma. L. Milch (41) beschrieb schon solche blaue Amphibole aus dem Taunus. Vom Glaukophan unterscheiden sich diese Hornblenden durch die weit größere Auslöschungsschiefe, c : c = 16°—18°. Ob hier eine Übergangsreihe von Aktinolith zu Glauko-

phan vorliege, ist wegen des Mangels an Analysen noch nicht sicher zu entscheiden. — Mit dem zuerst von Gümbel gebrauchten Ausdruck „schilfige Hornblende“ werden besonders in der älteren Literatur parallelstenglige bis fasrige Amphibolaggregate von stets ziemlich hellgrüner Farbe und geringem Pleochroismus benannt, welche — gern mit Chlorit und Epidot untermengt — in Diabasen, Grünschiefern und manchen Amphiboliten weit verbreitet sind. Es sind uralitische Umbildungen von ursprünglichen Augiten und gehören vielleicht z. T. eher dem Aktinolith als der Hornblende an. Im Gegensatz zu diesen schilfigen Aggregaten bezeichnet man die eigentliche Hornblende wohl als kompakt. — Karinthin, mit $c : c = 17°$ nach Tschermak, ist eine im auffallenden Licht schwarze, im durchfallenden dunkelgrüne Hornblende aus dem Eklogit der Saualpe in Kärnthen. — Pargasit ist eine grün durchsichtige gemeine Hornblende, die sich von allen andern durch den positiven Charakter der Doppelbrechung unterscheidet; die nach c schwingenden Strahlen haben bisweilen einen Stich ins Rötliche. Sie findet sich eingewachsen in körnigen Kalken und in Wollastonitfelsen, auch in Paraaugit- und Paraamphibolgneißen des Schwarzwaldes. — Bei allen Arten bewegt sich der Winkel c : c zwischen 10°—20° etwa, steigt auch wohl noch etwas höher und immer liegt zunächst den parallelen Spaltrissen die Axe der kleinsten Elastizität im stumpfen Winkel $\beta$.

L. Duparc und F. Pearce (95) nannten Soretit eine chemisch den Pargasiten nahestehende Hornblende ($SiO_2$ 40.52, $TiO_2$ 1.71, $Al_2O_3$ 10.99, $Fe_2O_3$ 9.64, FeO 9.83, MnO Spur, MgO 11.82, CaO 12.33, $Na_2O$ 2.38, $K_2O$ 0.68, Glühverlust 0.50, $P_2O_5$ 0.43, Sa 100.44), welche mit Anorthit die wesentlichen Gemengteile eines Amphibol-Beerbachits bildet, der in schmalen Gängen den Koswit und Dunit am Koswinsky Kamen im nördlichen Ural durchfurcht. Die Formen sind (110) (010); terminale Flächen fehlen. Spaltung gut nach (110). — sp. G. = 3.223. — Ebene der optischen Axen ist $\infty P\bar{\infty}$ (010)

$\alpha_{na} = 1.6856$, $\beta_{na} = 1.6765$, $\gamma_{na} = 1.6628$. $c : c = 17°$. $2V = 82° 30'$
$= 1.6801$ $1.6701$ $1.6590$ $17° 30'$ $90°$

Die erste Zahlenreihe wurde am Soretit aus Gängen im Dunit gefunden mit dem Pleochroismus c tiefgrünlich, b grünlich, a blaßgrünlichgelb, die zweite an solchen aus Gängen im Koswit mit c tiefbräunlich, b bräunlich, a sehr blaß gelblich. Dieser Amphibol ist in seiner Zusammensetzung ähnlich dem bläulichgrün durchsichtigen Amphibol der Luciitporphyre von Ernsthofen im Odenwalde.

Eine konstante Mikrostruktur besitzt die gemeine Hornblende nicht; sie umschließt gern Erze und Apatit oder andere assoziierte Mineralien, welche älter sind als sie. In manchen Eruptivgesteinen enthält sie in reichlicher Menge die Interpositionen des Hypersthens und Diallags, in den krystallinen Schiefern sehr oft Rutil. — Parallele Verwachsungen mit Pyroxen sind nicht selten; alsdann liegt die Hornblende meistens peripherisch um den Pyroxen, mit dem sie die Axen b und c, und gleichsinnige Lage von c (001) gemein hat. Diese Umwachsung ist vielfach durch dynamische Vorgänge bedingt, also eigentlich Folge einer Pseudomorphosenbildung. In manchen Tiefengesteinen aber (Eläolithsyeniten von Portugal, Augitdioriten vieler Lokalitäten) wird man sie als primär ansehen müssen, da jede Andeutung mechanischer Deformationen in diesen Gesteinen fehlt. — Wo sie mit Biotit verwachsen ist, scheint hingegen dieser älter zu sein und liegt dann gern mit seiner Basis auf den Spaltflächen der Hornblende.

Die basaltische Hornblende ist stofflich durch das stärkere Vorherrschen der Sesquioxyd- und Alkali-haltigen Moleküle, also durch ihre syntagmatitische Konstitution und den hohen Eisengehalt, der Erscheinung nach durch die dunkleren, meist braunen Farben, den lebhafteren Pleochroismus, die vorzüglich spiegelnden Spaltflächen, die höhere Lichtbrechung und die größere Häufigkeit idiomorpher Begrenzung ausgezeichnet. Die Absorption der nach c schwingenden Strahlen gibt oft derjenigen bei Biotit nichts nach. Grün durchsichtige basaltische Hornblenden sind selten. Isomorphe Schichtung, wobei meistens verschieden tiefbraun gefärbte Zonen, seltener braune und grüne Zonen, stets in geringer Zahl, meist nur als Kern und Schale wechseln, ist häufiger als an der gemeinen Hornblende (Taf. VII, Fig. 6). Auch unregelmäßig fleckiger Wechsel der Farbe an einem Individuum, sowie das Auftreten von grünen und braunen Indi-

viduen nebeneinander in demselben Gestein, zumal in Daciten und Andesiten, ist bekannt. Das Schema der Absorption ist für beide Farben $c = b > a$. Doch beobachtete A. Osann (42) im Andesit von Hoyazo, Cabo de Gata, Einsprenglinge mit a hellgrüngelb, b grünbraun, c dunkelgrüngelb und $b > c > a$. Der Winkel c : c wechselt von 12°—0° im stumpfen Winkel $\beta$.

Diese typische basaltische Hornblende, für welche die Einführung des Breithauptschen Namens Syntagmatit gewiß angezeigt wäre, und zu welcher auch der Barkevikit gehört, tritt ohne, selten mit idiomorpher Begrenzung in dem Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten, Essexiten und Theralithen, aber ebenso in dem typischen, sehr basischen Hornblendegabbro auf. In dem Gabbro von Jvrea hat sie nach Fr. R. van Horn (43) bei braunen und gelben Tönen die Absorption $b > c > a$, $c : c = 14° 30' — 15° 30'$ und über 2.5 % chemisch gebundenes Wasser. — Vorzüglich idiomorph erscheint sie in manchen Dioritporphyriten, in vielen lamprophyrischen Ganggesteinen, in den Trachyten, Phonolithen, Daciten, Andesiten, Trachydoleriten und Tephriten, sowie in gewissen Basalten. Sie bildet hier Einsprenglinge von sehr früher Ausscheidung aus den Magmen und umschließt die noch älteren Begleiter, Apatit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, sowie Glaseinschlüsse. Ob eine bisweilen durchgreifende Bestäubung mit opaken Körnchen (wohl Eisenerze) die sich bis zum Undurchsichtigwerden des Wirtes steigern kann, primär oder sekundär sei, ist schwer zu entscheiden, das letztere aber wahrscheinlich (s. Opacitrand S. 238). Eine zweite mikrolithische Generation dieser Hornblende ist sehr verbreitet in den lamprophyrischen Ganggesteinen, ja für diese geradezu bezeichnend, dagegen außerordentlich selten in den Ergußgesteinen. — Verwachsungen dieser Hornblende kommen vor mit Pyroxenen und mit arfvedsonitischen Hornblenden, die dann beide peripherisch liegen.

Barkevikit nannte W. C. Brögger (44) eine tief sammetschwarze, stark glänzende Hornblende von schmutzig dunkelolivgrünem Strich, braun im durchfallenden Licht, mit den Formen der basaltischen Hornblende sp. G. = 3.428. — $b = \mathfrak{b}$, Auslöschungsschiefe etwa 12° 30' im stumpfen Winkel $\beta$. Absorption am stärksten für die Welle, deren Schwingungen wenig geneigt zu der Prismenaxe liegen (tiefbraun), schwächer für den parallel der Symmetrieaxe schwingenden Strahl (rötlichbraun); der dritte Strahl hat hellbräunlichgelbe Farbe. Wir fanden ergänzend, daß der Vertikale zunächst c liegt mit $c : c = 14°$, also $c > b > a$, und daß a die spitze Bisektrix ist.[1]) Spaltwinkel nach Brögger 55° 44.5' (Langesund), nach v. Kraatz-Koschlau 55° 43' und 55° 40' (Serra de Monchique). Die chemische Zusammensetzung ist diejenige eines sesquioxyd- und $Na_2O$-reichen Syntagmatits mit etwas $TiO_2$, in welchem MgO (1.11 %) fast ganz durch FeO (19.93 %) ersetzt ist. Eine scharfe Trennung des Barkevikits von der basaltischen Hornblende ist nicht durchführbar. Man gebraucht den Namen mit Vorliebe für die $R_2O_3$- und $TiO_2$-reichen basaltischen Hornblenden mit nicht unbeträchtlichem Gehalt an Alkalien. Auch die Ätzfigur des Barkevikits (Fig. 114, 4) ist die der basaltischen Hornblenden. Der Unterschied gegenüber den Syntagmatiten liegt in dem hohen Gehalt an FeO, der ebenso wie die Alkalien den Barkevikit als Zwischenglied nach den arfvedsonitischen und Alkalihornblenden erkennen läßt.

Zu den an $TiO_2$ reichen basaltischen Hornblenden gehört auch das von J. Lorenzen (45) analysierte und Kaersutit genannte Amphibolmineral. Die bis zu 5 cm langen und bis zu 5 mm dicken Säulen zeigen nach freundlicher Mitteilung des Herrn N. V. Ussing die Formen (110) (011) ($\bar{1}01$), seltener ($\bar{1}21$) und (010) mit $110 : 1\bar{1}0 = 55° 35'$, $\bar{1}01 : 011 = 34° 16'$, $\bar{1}01 : \bar{1}10 = 76° 51'$, $110 : 011 = 68° 44'$. — Sp. G. = 3.237. — $c : c = 10°$ etwa im stumpfen Winkel $\beta$, etwas größer für rot als

[1]) Ich fand nach der Mallard'schen Methode an einem Präparate nach (100) den Winkel $2E_a = 54° 18'$ als Mittel aus mehreren ziemlich gut stimmenden Messungen. Doch hat diese Messung nur den Wert einer ungefähren Bestimmung, da die Hyperbeln sehr breit waren infolge der zur Durchsichtigkeit nötigen Dünne und das Präparat selbstverständlich nicht ganz senkrecht zur Bisektrix lag. Die Dispersion war deutlich $\varrho < v$.

für grün. — c dunkelrotbraun, b fast ebenso, a hellbraun. — $SiO_2$ 41.38, $SnO_2$ 0.26, $TiO_2$ 6.75, $Al_2O_3$ 14.41, FeO 11.28, MgO 13.51, CaO 12.97, Sa 100.56. Nach K. J. V Steenstrup bildet der Kaersutit mit triklinem Feldspat, Titaneisen und einem astrophyllitähnlich aussehenden Glimmer, sowie etwas Schwefelkies und durch Zersetzungsvorgänge entstandenen Zeolithen (Analcim), Calcit und Quarz 2—6 Zoll breite Spaltenausfüllungen in einem 120 Fuß mächtigen Lager eines Peridotits in den Komeschichten Heer's bei Kaersut im Umanaksfjord in Nord-Grönland. Ussing fand in dem Kaersutitgestein einen auffallend hohen Apatitgehalt, spärlich einen seiner grünen Farbe nach chromhaltigen Augit und in zwei Proben auch etwas violetten pleochroitischen Augit mit b bräunlichviolett, c violett, a hellgrau und $c : c = 40$ ca. im stumpfen Winkel $\beta$. $2H_o$ in Thoulet'scher Lösung von $d = 3.125$ wurde zu ca. 110° gefunden. Sp. G. = 3.333. — Das Gestein und die Natur der farbigen Gemengteile erinnert an Teschenite und Camptonite.

In den Gesteinen der foyaitischen, selten in denen der theralitischen Magmen und auffallenderweise ganz vorwiegend in den Tiefenformen dieser tritt eine Reihe sesquioxyd- und alkali-, auch $TiO_2$-haltiger Amphibole auf, welche durch eigentümlich braunolivgrüne, auch ins Violette und Bläuliche spielende Farben im durchfallenden Lichte, einen eigentümlichen Pleochroismus, größeres bis über 30° steigendes c : c im stumpfen Winkel $\beta$, meistens geringes $\gamma$—$\alpha$, kleines bis sehr kleines 2V und deutliche Bisektricendispersion $c : c_\varrho < c : c_v$ ausgezeichnet sind. Es fehlt für diese an einer gemeinsamen Bezeichnung; sie erscheinen in der Literatur z. T. als barkevikitische, z. T. als arfvedsonitische, z. T. als Alkaliamphibole, Solche Hornblenden wurden von F. E. Wright von Beverley, Conn. und aus der Gegend von Rio de Janeiro beschrieben und analysiert, und ebenso von Ussing aus Grönland, von W. Ramsay aus Kola nachgewiesen. Bei den Verwachsungen derselben mit barkevikitischer Hornblende kann man oft einen ganz allmählichen Übergang in diese nachweisen. Die Anal. 9 S. 104 der Elemente der Gesteinslehre bezieht sich auf den Amphibol von Beverley, 8 ebenda auf eine Umwachsung aus dem Sodalithsyenit von Square Butte, Montana (46). — Zu diesen an Alkali und Eisen reichen Hornblenden gehört auch als ein Grenzglied die von A. Osann (47) analysierte und beschriebene Hornblende aus Sanidinit von der Lagoa do Fogo auf S. Miguel (Elemente der Gesteinlehre S. 278 Annal. 6), welche Brögger wegen ihrer Absorption $b > c > a$ schon zum Kataphorit stellt. Osann gibt sp. G. 3.43, $110 : 1\bar{1}0 = 55° 33'$, und die Formen (110) (010) ($\bar{1}01$) (011) ($\bar{1}21$). Farbe bald grün, bald braun, auch in Flecken an einem und demselben Krystall wechselnd, $c : c = 23°$ auf 110, also etwa 34° auf 010. Starke Dispersion $\varrho > v$. Sehr schwache Doppelbrechung. Für die braunen Krystalle ist a braun, b dunkelbraun, fast schwarz, c dunkelgrünbraun. Umwächst in paralleler Stellung den vergesellschafteten Ägirinaugit.

Die von W. C. Brögger (48) als Kataphorite aus den tinguaitischen Ganggesteinen des Christianiagebietes beschriebenen, aber bisher nicht analysierten Amphibole sind charakterisiert durch $c : c = 30° - 60°$ im stumpfen Winkel $\beta$, Absorption $b > c > a$ und rötliche Absorptionsfarben. Er gibt für

| | | c : c = | a | b | c |
|---|---|---|---|---|---|
| Kataphorit, | Geröll Lougenthal | 31° ca. | heller gelbrot | braunrot | hellgelbrötlich |
| „ | Grusletten | 41° ca. | rötlichgelb | braunrot | hellgrünlichgelb |
| „ | Kaptainshöiden | 58° ca. | hellrötlichgrau | bräunlichrot bis grünlich braun | hellgrünlichblau |

An Kataphorit vom Gilgil in Ostafrika fand G. T. Prior (93) a rosarot-gelblich, b rosarot, c blaß rötlichbraun. Die Kataphorite werden oft von Arfvedsonit und Ägirin umwachsen, bald nur von einem dieser, bald von beiden und dann in der gegebenen Folge. Brögger sieht in diesen Kataphoriten eine zwischen Barkevikit und Arfvedsonit liegende Mischungsreihe. Für eine richtige Auffassung der hier als Syntagmatite, Barkevikite, arfvedsonitische Amphibole und Katophorite beschriebenen Glieder fehlt zurzeit noch die ausreichende chemische und optische Grundlage.

Umwandlungen. Die Umrisse der braunen und der selteneren grünen basaltischen Hornblenden in Porphyriten, Trachyten, Phonolithen und Andesiten, sowie

Basalten und Tephriten sind vielfach abgerundet und abgeschmolzen, und unmittelbar um die Krystalle herum legt sich dann eine dunkle Zone, der sog. Opacitrand, welche in den meisten Fällen durch eine randliche Anhäufung von opaken Erz (?) körnchen und Augitsäulchen oder -Körnchen gebildet wird (Taf. VIII, Fig. 1); die Säulchen liegen nicht selten parallel zueinander und zu dem Amphibolkrystall. Daß hier der Amphibol nicht etwa nur als Ansatzpunkt für die Augite und die opaken Körnchen diente, beweist der Umstand, daß der Amphibol vollständig durch das genannte Gemenge verdrängt werden kann. Es liegt vielmehr eine magmatische Umbildung von Hornblende vor, wobei Augit sich in der unmittelbaren Nähe oder vielmehr an der Stelle der sich auflösenden Hornblende aus dem Magma ausschied. Die Entstehung dieser Umwandlungen gehört also einer Periode der Gesteinsentwicklung an, in welcher die Hornblende nicht mehr bestandfähig im Magma war und ihre Bildung durch die Augitbildung abgelöst wurde. Daß aber bei diesem Prozesse sehr wahrscheinlich ein Eisenoxyd sich ausscheiden wird, ergibt sich aus dem Verhältnis, in welchem $CaO : (MgO + FeO)$ bei Amphibol, beziehungsweise bei Pyroxen zu einander stehen. Daß dieses Augiterzgemenge ein Endzustand ist, der sich aus anfänglichem opaken Glase entwickelte, beobachtete und beschrieb sehr ausführlich E. Esch (49). Den ersten Versuch zur experimentellen Nachbildung dieses Vorganges machte Arth. Becker (50). Daß an Stelle dieses Opacitrandes ein eigentümlich faseriger Augit mit Beibehaltung der Hornblendeform treten kann, fand Esch in Daciten des Vulkans Fuyafuya. Daß bei dieser Resorption der Hornblende wieder eine Neubildung von Hornblende stattfinden kann, die dann in Mikrolithenform die älteren Ausscheidungen umrandet, geben L. van Werveke (51) und H. Sommerlad (52) aus basaltischen Gesteinen an. Wenn man diesen Vorgang als eine magmatische Resorption bezeichnet, so trifft dieser Ausdruck vollkommen zu. Die Ansichten differieren nur darüber, ob die Hornblende bestandsunfähig wurde infolge chemischer oder physikalischer Veränderungen im Magma. Die Entwicklung dieser Diskussion findet man bei Esch; eine sehr lichtvolle Darstellung der Bedingungen dieses Vorganges bei Fr. Becke (53). — Den gleichen Vorgang der Umwandlung von Fe-reichen und Alkali-haltigen Amphibolen in Diopsidstengel mit etwas Magnetit beobachtete man an Eläolithsyeniten der Serra de Monchique.

Der Barkevikit von Skudesundskjaer bei Barkevik wird von einem Mantel von federförmig blättriger bis feinstengliger Struktur umhüllt, oder bei kleineren Individuen ganz verdrängt, welchen Breithaupt als ein eigentümliches Glimmermineral betrachtete und Pterolith nannte. Brögger wies nach, daß dieser Pterolith wesentlich aus einem Gemenge von Ägirin und Lepidomelan in inniger Durchdringung besteht, in dem violblauer Flußspat fein verteilt ist. Damit gehört diese Umwandlung nicht zu der eigentlichen Verwitterung, sondern ist vielleicht ein pneumatolytischer Prozeß. Auch ein Feldspath (Albit) und Wöhlerit, letzterer sicher ein ursprünglicher Einschluß, sind im Pterolith gelegentlich zu beobachten. — Nun findet man gar nicht selten in den südnorwegischen normalen Augitsyeniten und den Eläolithsyeniten mehrerer Gegenden Ägirin in inniger Verwachsung mit Lepidomelan als normalen Gesteinsgemengteil. Man wird wohl kaum irren, wenn man auch hier eine Epigenese annimmt.

Verwitterung. Unter der Einwirkung der Atmosphärilien wandeln sich die Hornblenden in Chlorit unter gleichzeitiger Ausscheidung von Epidot oder Calcit und Quarz um. Da der Chlorit sich dann weiter in ein Gemenge von Karbonaten, Limonit und Quarz umsetzt, so entstehen schließlich Pseudomorphosen dieser Substanzen nach Hornblende. Bei der Chloritisierung fasert sich die Hornblende aus und da die Chloritschüppchen sich von der Peripherie und den Spaltflächen aus wuchernd fortbilden, so kann eine solche Pseudomorphose einem Aggregat schilfiger Hornblende sehr ähnlich werden. Die geringe Doppelbrechung des Chlorits schützt vor Verwechslung.

## 3. Die Gruppe der Alkaliamphibole

zerfällt nach ihrem chemischen Bestande, ihrem Habitus und der geologischen Valenz ihrer Glieder in zwei Abteilungen, eine eisenarme,

lichtblau gefärbte, die wesentlich, wenn nicht ausschließlich auf die krystallinen Schiefer beschränkt ist, und eine eisenreiche, dunkelgefärbte, aber mit blauen Farben durchsichtige, welche bisher in ihren wichtigsten Gliedern nur in den Eruptivgesteinen auftritt. Zu der ersten Gruppe, die wir als Glaukophane bezeichnen, gehören der Glaukophan, der Gastaldit und der Szechenyit, zu der zweiten gehören der Arfedsonit, Riebeckit, Hastingsit, Crossit und Krokydolith. Sie heißen die Arfedsonit-Riebeckitreihe.

## Die Glaukophane.

Chem.: Wesentlich $Na_2Al_2Si_4O_{12}$ mit dem Betrage nach wechselnder Beimischung des Moleküls $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$ und der Aktinolithmoleküle nach der durch G. Tschermak begründeten Auffassung der Konstitution der Pyroxen-Amphibol-Familie. Den chemischen Bestand zeigen die folgenden Analysen:

| | I | II | III | IV | V | VI | VIII |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55.64 | 57.81 | 56.65 | 56.71 | 55.43 | 58.55 | 55.02 |
| $Al_2O_3$ | 15.11 | 12.03 | 12.31 | 15.14 | 12.26 | 21.40 | 4.53 |
| $Fe_2O_3$ | 3.08 | 2.17 | 3.01 | 9.78 | | | 1.04 |
| FeO | 6.85 | 5.78 | 4.58 | 4.31 | 8.07 | 9.04 | 3.28 |
| MnO | 0.56 | | | | Sp. | | |
| MgO | 7.80 | 13.07 | 12.29 | 4.33 | 8.67 | 3.92 | 20.36 |
| CaO | 2.40 | 2.20 | 2.40 | 4.80 | 2.91 | 2.03 | 8.00 |
| $Na_2O$ | 9.34 | 7.33 | 7.93 | 4.83 | 9.02 | 4.77 | 6.71 |
| $K_2O$ | | | 1.05 | 0.23 | | | 0.52 |
| $H_2O$ | | | | | 2.87 | | 0.51 |
| Sa | 100.78 | 100.39 | 100.02 | 100.15 | 98.23 | 99.71 | 100.97 |
| Sp. G. | 3.101 | 3.091 | 3.110 | 2.991 | | 3.044 | 3.033 |

I Glaukophan, Syra, Lüdecke, Z. D. G. G. **28**. 1876. 253.
II „ Zermatt, Bodewig, Pogg. Ann. **158**. 1876. 228.
III „ Ile de Groix, Schluttig, Z. X. **13**. 73.
IV „ Shikoku, Japan, Yoshida, Journ. Imp. Univ. Japan **1**. 1886. 1.
V „ Val de Gressoney, Piemont, Zambonini, Rend. R. Accad. Lincei **1**. 1902. 207.
VI Gastaldit, St. Marcel, Cossa, ibidem **2**. 1875. 33.
VII Szechenyit, Birma, J. Krenner, Z. X. **31**. 1895. 502.

$a : b : c = 0.53 : 1 : 0.29$, $\beta = 73°$.

Morph.: $m = \infty P$ (110), $b = \infty P\bar{\infty}$ (010), selten $a = \infty P\infty$ (100), $r = P\bar{\infty}$ (011), $p = P\infty$ ($\bar{1}01$) am Glaukophan von Zermatt nach Bodewig (54) mit $110 : 1\bar{1}0 = 55° 16'$, $\bar{1}01 : 011 = 34° 12'$, $110 : 011 = 67° 17'$. Stengel und blättrig-stenglige Aggregate, bis zu feinsten Fasern herabsinkend. — Zwillingsbildung nach a (100) recht selten.

Koh.: Vollkommen spaltbar nach m (110) mit $110 : 1\bar{1}0 = 54° 55'$—$55° 30'$ am Glaukophan, $55° 35'$ am Gastaldit, Querabsonderung angenähert senkrecht zur Prismenaxe. — Ätzfigur mit Flußsäure (S. 227) auf (110) nach Daly (15) wie Fig. 116, 1 und 2 für Glaukophan und 3 für Crossit.

Fig. 116.

Opt.: Glasglanz, auf Spaltflächen ins Perlmutterartige. — Farbe

blau, lavendelblau, dunkelblau bis bläulichschwarz. Strich graublau. — Kräftige Licht- und negative Doppelbrechung. Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene. $b = \mathfrak{b}$, $c : c = 4°—6°$ im stumpfen Winkel $\beta$. — Axendispersion kräftig $\varrho < v$.

| | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | $c : c$ | $2V$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Glaukophan, Ile de Groix | 1.6212 | 1.6381 | 1.6390 | | | Wallérant (55) |
| „ Zermatt | | | | $-4°16'_{(na)}$ | $2E_{na} = -85°35'$ | Bodewig (54) |
| Gastaldit, Aosta | 1.6396 | 1.6563 | — | $-6°$ | $2V_{na} = -43°58'$ [1] | |

$\gamma - \alpha = 0.0178$, $\gamma - \beta = 0.0009$, $\beta - \alpha = 0.0169$.

Nach A. Michel-Lévy und Lacroix (56) ist $\gamma - \alpha = 0.022$ am Glaukophan von Ile de Groix, 0.024 am Gastaldit von Aosta.

Für die Dispersion ist nach Bodewig (54)

$c : c = 4° 24'$ für Li, $4° 16'$ für Na, $4° 13'$ für Tl.
$2E = 84° 42'$ „ „ $85° 35'$ „ „ $86° 39'$ „ „

Pleochroismus lebhaft: a fast farblos bis gelblichgrün, b rötlichviolett bis bläulichviolett, c himmelblau bis ultramarinblau, selten grünlichblau bis graublau. — Einen abnormen Pleochroismus gibt Koto (68) vom Glaukophan der Insel Shikoku (Japan) an, a bläulichgrün, b lavendelblau, c bläulichbraun mit $c : c = 11°$.

Reakt.: V. d. L. leicht unter Braunwerden und gelber Flammenfärbung zu olivgrünem Glase schmelzend. Von Säuren wenig angegriffen. — Schm.-P. für Glaukophan von Syra 1050°—1055°, für Gastaldit von St. Marcel 1040° nach Doelter.

Diagn.: Vor Verwechslungen mit jedem anderen Mineral schützt in Verbindung mit der Spaltbarkeit der Pleochroismus und der optische positive Charakter der Längsrichtung.

Vork. Der Glaukophan wurde in Glimmerschiefern, Eklogiten und körnigen Kalken der Insel Syra entdeckt und von Luedecke (57) ausführlich beschrieben, dann unter ähnlichen Verhältnissen bei Zermatt, Aosta und in den Waldenser Tälern Piemonts aufgefunden. G. H. Williams (58) beschrieb ihn von Germagnano und der Riviera, A. Stelzner (59) aus einem erratischen Block der Walliser Alpen, Fr. Becke (60) aus dem Phyllitgneiß des Salamvriatales in Griechenland und aus Schiefern von Süd-Euböa, Ch. Barrois (61) und A. von Lasaulx (62) von der Insel Groix an der bretonischen Küste. Eine recht vollständige Übersicht über die Vorkommnisse wirklicher, z. T. auch irrtümlich dafür gehaltener Glaukophane gab K. Oebbeke (63). Über die außerordentliche Verbreitung von Glaukophangesteinen in Californien berichten Geo. F. Becker (64), H. W. Turner (65) u. a. — Über die genetischen Beziehungen des Glaukophans sprach sich H. R. aus (66). Den Gastaldit beschrieb J. Strüver (67).

Vom Glaukophan oder vielmehr vom Gastaldit gibt es anscheinend eine ganze Reihe von Zwischenformen bis zur gemeinen Hornblende und zum Aktinolith, bei denen ja bereits Abarten mit c blau erwähnt wurden. [2]) Je näher sie dem Glaukophan stehen,

[1]) J. Strüver (67) gibt $2E = 70°$ für rot und grün, 68° für blau.

[2]) Hudsonit aus einem Quarzgang in der Stadt Cornwall, Orange Co., N. Y. mit der Zusammensetzung $SiO_2 = 36.86$, $TiO_2 = 1.04$, $Al_2O_3 = 12.10$, $Fe_2O_3 = 7.41$, $FeO = 23.35$, $MnO = 0.77$, $CaO = 10.59$, $MgO = 1.90$, $Na_2O = 3.20$, $K_2O = 1.20$, $H_2O = 0.60$, Hygroskop. Wasser $= 0.70$, $S^a = 99.72$) Sp. G. $= 3.5$, $H = 4.5—5$, Spaltung nach dem Hornblendeprisma und vorzügliche Teilbarkeit nach c (001) verbunden mit polysynthetischer Zwillingslamellierung nach dieser Fläche wurde von S. Weidmann (88) als Amphibol erkannt, früher für einen Pyroxen gehalten. Weidmann bestimmte ferner $c : c = 9°$ im stumpfen Winkel $\beta$, a hellolivgrün, b grün mit schwachen Stich ins gelbliche, c grün mit schwachen Strich ins blau. Hudsonit dürfte eine solche Zwischenform sein.

um so farbloser ist der nach a schwingende Strahl, je näher sie dem Aktinolith kommen, um so mehr verschwindet das Violett im Pleochroismus und a und b haben grüne Farbentöne. Gleichzeitig scheint c:c zu wachsen. Leider kursieren manche irrige Angaben über die Verteilung der Elastizität und den Pleochroismus in der Literatur. — Es verdient Erwähnung, daß die Axe der kleinsten Elastizität im Glaukophan, wie im Strahlstein stets nach derselben Seite gegen die Spaltrisse geneigt ist, wie die so häufige Querabsonderung. Folgt diese — was anzunehmen wohl erlaubt ist und wie es der Neigungswinkel derselben gegen die Spaltrisse andeutet — der Basis, so stimmt das mit der Lage von c im stumpfen Winkel $\beta$.

Die häufigsten Begleiter des Glaukophans sind Omphazit, Granat, Epidot, Strahlstein, heller Glimmer, Sprödglimmer und Rutil. Er bildet sich bei dynamometamorphen Vorgängen in Gabbro, Diabasen und Schalsteinen, was sich besonders schön in dem Gabbro der Riviera und von Mussinet bei Turin verfolgen läßt. Offenbar nimmt er das Alkali der Feldspate dieser Gesteine auf, womit sich das Fehlen bzw. die außerordentliche Seltenheit des Albits in Glaukophangesteinen gegenüber den Amphiboliten erklärt.

Colomba (69) beschreibt eine Umwandlung des Glaukophans in Chlorit nebst Albit ($Ab_nAn_1$), etwas Epidot und Hämatit. Der Glaukophan tritt im Glimmerschiefer und eingelagertem Kalk am Fuß der Felswand auf, welche die Basis des Seguret unfern Oulx in der Beaune bildet.

Als Szechenyit bestimmte J. Krenner (70) ein früher für Diallag gehaltenes Mineral im Jadeit von Birma. Es bildet Stengel von 2 mm Dicke und 10 mm Länge. Spaltung vorzüglich nach einem Prisma mit $110:1\bar{1}0 = 56°\ 8'$. Lichtgrünlichbraun bis bräunlichgrün und schwärzlichgrün. Auslöschungsschiefe auf 010 zu 16° 16' auf 110 zu 14° 12' gemessen — Analyse VII. S. 239.

## Die Arfvedsonit-Riebeckitreihe

der Amphibole ist in allen ihren Gliedern mit Ausnahme des Hastingsits gemeinsam dadurch charakterisiert, daß die der Spaltrichtung nächstgelegene Elastizitätsaxe die Axe a oder b, nicht c, ist. Chemisch ist allen gemeinsam der hohe Gehalt an Fe und Na; sie zerfallen in zwei Abteilungen, deren erste (Arfvedsonit) durch den geringen Betrag an Sesquioxyden gekennzeichnet wird, während in der zweiten die sesquioxyde beträchtlich anschwellen und zwar bei Hastingsit mit angenähert gleicher Beteiligung von $Al_2O_3$ und $Fe_2O_3$, bei Riebeckit, Krokydolith und Crossit mit ausschließlichem oder doch stark herrschendem $Fe_2O_3$, wie die folgende Tabelle zeigt.

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 43.85 | 47.08 | 49.10 | 50.01 | 49.83 | 49.65 | 34.18 | 51.89 | 51.03 | 55.06 | 55.02 |
| $TiO_2$ | | | | | 1.43 | | 1.53 | | | | |
| $Al_2O_3$ | 4.45 | 1.44 | 5.50 | | | 1.34 | 11.52 | | | 0.49 | 4.75 |
| $Fe_2O_3$ | 3.80 | 1.70 | 4.20 | 28.30 | 14.87 | 17.66 | 12.62 | 19.22 | 17.88 | 15.48 | 10.91 |
| FeO | 33.43 | 35.65 | 27.70 | 9.87 | 18.86 | 19.55 | 21.98 | 17.53 | 21.19 | 7.40 | 9.45 |
| MnO | 0.45 | | 0.50 | 0.63 | 1.75 | | 0.63 | | | | Sp. |
| MgO | 0.81 | | 0.17 | 0.34 | 0.41 | | 1.35 | 2.43 | 0.09 | 11.49 | 9.30 |
| CaO | 4.65 | 2.32 | 0.13 | 1.32 | | 3.16 | 9.87 | 0.40 | | 0.98 | 2.38 |
| $Na_2O$ | 8.15 | 7.14 | 10.50 | 8.79 | 8.33 | 7.61 | 3.29 | 7.71 | 6.41 | 6.38 | 7.62 |
| $K_2O$ | 1.06 | 2.88 | 1.60 | 0.72 | 1.44 | | 2.29 | 0.15 | | 0.80 | 0.27 |
| $H_2O$ | *0.15 | 2.08 | | | *0.20 | *1.67 | *0.35 | 2.36 | 2.64 | 1.98 | |
| Sa. | 100.80 | 100.29 | 99.40 | 99.98 | 97.87 | 100.64 | 99.61 | 101.71 | 99.94 | 100.06 | 99.70 |
| | *Glühverlust | | | | | | | | | | 3.13—3.16 |

I Arfvedsonit, Kangerdluarsuk, J. Lorenzen, Min. Mag. 5. 1882. 53.
II „ „ Berwerth, S. W. A. 85. 1882. 168.
III Arfvedsonit, San Pietro, Sardinien, Bertolio, Boll. R. Com. geol. Roma 1896. 416.
IV Riebeckit, Socótra, A. Sauer, Z. D. G. G. 40. 1888. 139.
V „ El Paso, Col., U. S. A., König, Z. X. 1. 431 (mit 0.75 $ZrO_2$).
VI „ Cape Ann. Man., U. S. A., Persönliche Mitteilung des Herrn Professor J. F. Mc Gregory in Hamilton, N. Y.
VII Hastingsit, Dungannon, Hastings Co. Ontario, Harrington, Amer. Journ. 1. 1896. 210.
VIII Krokydolith, Südafrika, Renard & Klément, Bull. Acad. Roy. Belg. 8. 1884. Nr. 11.
IX „ Cumberland, Rh. J., U. S. A., Chester & Caires, Amer. Journ. 34. 1887. 109.
X Rhodusit, Gegend von Sklipio, Insel Rhodus, H. von Foullon, S. W. A. 100. 1891. März.
XI Crossit, Berkeley, Ch. Palache, Univ. of California Bull., Dep. of geol. 1. 1894. 181.

## Arfvedsonit.

Chem.: Wesentlich $Na_2\overset{II}{Fe}_3Si_4O_{12}$, auch bisweilen $TiO_2$ qualitativ nachgewiesen.

$a : b : c = 0.5569 : 1 : 0.2978$, $\beta = 73° 2'$.

Morph.: $m = \infty P$ (110), $b = \infty P\breve{\infty}$ (010), selten und dann klein $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), $r = P\breve{\infty}$ (011), $p = P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), $t = -P\bar{\infty}$ (101), $i = 3P\breve{\infty}$ (031), $z = 2P\dot{2}$ ($\bar{1}21$) und wenig andere. Habitus dick säulenförmig, nie vertikal gestreift und nie in den schlanken Mikrolithen, wie der Ägirin. Terminale Flächen in den Gesteinen selten. — Stenglige Aggregate, Blätter, Körner. Zwillingsbildung nach a (100).

$110 : 1\bar{1}0 = 56° 5'$ $\quad 010 : 011 = 74° 6'$ $\quad 031 : 0\bar{3}1 = 81° 2'$
$011 : 0\bar{1}1 = 31° 48'$ $\quad \bar{1}00 : \bar{1}01 = 75° 44'.5$ $\quad \bar{1}21 : \bar{1}\bar{2}1 = 60° 0'$.

Koh.: Spaltung vollkommen nach (110), weniger gut nach b (010). Bruch uneben. — Ätzfigur bei Behandlung mit HF wie auf S. 226 angegeben nach R. Daly (15) gibt Fig. 117. 3 und 4. — H. = 5.5—6. — Sp. G. = 3.44—3.46.

Fig. 117.

Opt.: Glasglanz. Farbe schwarz. Strichfarbe tief graublau. — Starke Lichtbrechung, schwache bis sehr schwache Doppelbrechung. Starke Bisektricendispersion und daher unvollkommene Auslöschung in den nicht in der orthodiagonalen Zone gelegenen Schnitten. $c : a_\varrho < c : a_v$. — 2V groß, optischer Charakter wahrscheinlich positiv nach W. C. Brögger (72), negativ nach N. V. Ussing (73). — Ebene der optischen Axen in b (010). $b = \mathfrak{b}$, $c : \mathfrak{a}$ schwankend von 10°—14° und darüber im spitzen Winkel $\beta$ (Fig. 118), nach V. Hackman (75) 18° auf 010. — Pleochroismus kräftig.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Grönland | a grünlichblau | b blau bis graublau | c grünlichgrau ins gelb, | Abs. a>b>c |
| | sehr tief grünblau | lavendelblau | blaß grünlichgelb, | „ Ussing (73) |
| | sehr dunkel-blaugrün | tief blaugrün, Stich ins Grau | hellbräunlichgrün, | „ „ |
| | tiefberliner-blau | heller graulichblau | hellgraugrün, | „ „ |
| Apache Mts., Mexico | dunkelblau | graublau | hellgrün ins Gelb, | „ Osann (74) |
| | tief blaugrün | tief blaugrün | hellgelbgrau, | „ „ |
| Umptek | dunkelgrün | grauviolett | graubräunlich bis stahlgrau | „ Hackm. (75) |
| | „ | hellgelblichbraun | grünlichbraun, | „ „ |

Reakt.: V. d. L. leicht schmelzbar zu magnetischer schwarzer Perle unter Intumeszenz und gelber Flammenfärbung. — Von Säuren nicht angegriffen. — Schm.-P. nach Doelter 940° (Narjakasik, Grönland).

Diagn.: Durch die Spaltbarkeit von allen Nichtamphibolen, durch die Farbe, den Pleochroismus und den negativen Charakter der Längsrichtung von allen nicht alkalireichen Amphibolen und den Glaukophanen unterschieden. Die größere Auslöschungsschiefe charakterisiert ihn gegenüber Riebeckit, die symmetrische Lage der Ebene der optischen Axen und die Absorption ($a > c$) gegenüber Crossit mit der Absorption $a < c$, die kleinere Auslöschungsschiefe $c : a$ im spitzen Winkel $\beta$ gegenüber Hastingsit mit der größeren Auslöschungsschiefe $c : c$ im stumpfen Winkel $\beta$. Auch die Ätzfiguren mit HF liefern ein gutes Mittel zur Unterscheidung.

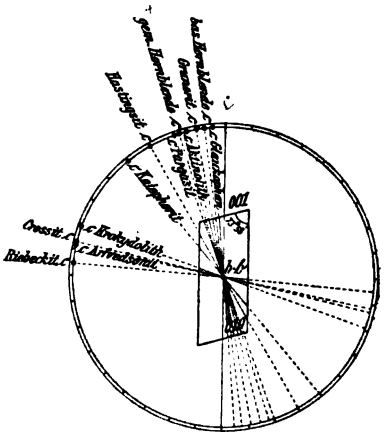


Fig. 118.

Vork. Der Arfvedsonit erscheint weit verbreitet in gewissen Eläolithsyeniten Grönlands und der Halbinsel Kola, die dem Lujaurittypus angehören und sich von anderen Typen durch den Gehalt an einem Mineral der Eudialytgruppe mineralogisch abheben, in einer eigenen Gruppe tinguaitischer Ganggesteine dieser Eläolithsyenite, und in deren Pegmatiten. Ebenso bildet er einen nicht unwesentlichen Gemengteil der Pantellerite und der von A. Osann (74) aufgestellten Phonolithgruppe der Apachite. Sporadisch und besonders in paralleler Verwachsung mit anderen, barkevikitischen und katophoritischen, Amphibolen begegnet man ihm vielfach in den Alkaligesteinen.

Die sehr verbreitete Verwachsung mit Ägirin und Ägirinaugit, wobei die Prismen- und Symmetrieaxen beider zusammenfallen und die klinodiagonalen Axen gleichsinnig geneigt sind, ist teils eine Umwachsung, teils eine gegenseitige Durchdringung. Regellos begrenzte Fetzen des Arfvedsonits liegen im Ägirin, genau so wie die Fetzen grüner Hornblende in den diopsidischen Augiten der Augitdiorite. Die Mosandrit-reichen Pegmatite der Insel Låven zeigen dieses Phänomen sehr deutlich; in Schnitten nach (100) fallen die positiven Bisektricen beider Mineralien scheinbar zusammen. Auch regellose Durchwachsung beider Mineralien kommt vor. — Oft siebartig durchwachsen mit Feldspat, Nephelin usw.

Umwandlung. Eine der pterolitischen Umwandlung des Barkevikits analoge Umsetzung des Arfvedsonits in braunen Akmit (seltener grünen Ägirin) und Lepidomelan,

oft unter gleichzeitiger Ausscheidung von Eisenerzen, beschreiben Brögger, Steenstrup und Ussing. Die Akmitnadeln sind hierbei teils parallel zueinander und zum Arfvedsonit geordnet, teils regellos verwachsen. Brögger weist zum Vergleich auf die Versuche Doelters hin, der durch Schmelzen des Gastaldits mit NaF und $MgF_2$ ein Gemenge von stark pleochroitischem Glimmer und Ägirin, bei geringer Menge von Fluoriden nur das Pyroxenmineral erhielt. Ussing meint, diese Pseudomorphose sei nicht durch Umschmelzung, sondern eher durch Glühen analog den Schneiderschen Versuchen (S. 234) an basaltischer Hornblende zu erklären. In dem Glase des für sich allein geschmolzenen Arfvedsonits liegen zierliche Krystalle und Skelette von Magnetit, denen bei einem Versuche Steenstrups Nadeln eines Pyroxenminerals mit beträchtlicher Auslöschungsschiefe beigemengt waren.

Die Verwitterung des Arfvedsonits liefert viel Eisenoxyde und Eisenkarbonat. Vgl. auch Lievrit S. 163.

## Riebeckit.

III

Chem.: Wesentlich $Na_2\overset{III}{Fe_2}Si_4O_{12}$ mit wechselnder Beimengung von $Fe_4Si_4O_{12}$ und analogen Molekülen.

$a : b : c = 0.5558 : 1 : 0.2927$, $\beta = 73^\circ\ 4'$ nach Messungen von W. J. Sollas (76) berechnet von Dana.

Morph.: $m = \infty P$ (110), $b = \infty P\bar{\infty}$ (010), $p = P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), $t = -P\bar{\infty}$ (101), $r = P\dot{\infty}$ (011), $z = 2P\dot{2}$ ($\bar{1}21$) und andere Amphibolformen. — Stengel und stenglige Aggregate; oft büschlig geordnete Blättchen.

$110 : 1\bar{1}0 = 56^\circ\ 0'$ $\quad \bar{1}01 : \bar{1}10 = 77^\circ\ 50'$

$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 31^\circ\ 12'$ $\quad \bar{1}01 : 101 = 54^\circ\ 20'$.

Koh.: Spaltung nach m (110) vollkommen. Die großen Krystalle von Alter Pedroso zeigen nach Souza-Brandão (94) auch Spaltung nach (010) und eine Absonderung nach der Basis, wie sie bei den nicht alkalischen Amphibolen so häufig ist (S. 226). — Sp. G. $> 3.33$. Bei Riebeckit von Alter Pedroso 3.4. — H. $= 5.5$—6. — Ätzfigur auf 110 mit HF siehe Fig. 117, 1 und 2 S. 242.

Opt.: Glasglanz. Farbe blauschwarz bis schwarz, Strich blaugrau. — Lichtbrechung kräftig, negative Doppelbrechung sehr schwach. — Ebene der optischen Axen in b (010). $c : a$ etwa 4°—5°, nach A. Pelikan (96) etwa 8° am Riebeckit von Dahamis, Socotra, nach Graf Keyserling (92) nur 1°.5—2° am Riebeckit von Gloggnitz. Für dieses Vorkommen gibt der genannte den optischen Charakter als positiv an, die Axendispersion $v > \varrho$. $\alpha < 1.687$, $\beta$ oder $\gamma > 1.687$, $(\gamma - \alpha)_{rot} = 0.003$, $(\gamma - \alpha)_{blau} = 0.0051$ mit $\lambda_{rot} = 0.00063$ und $\lambda_{blau} = 0.00044$. — Ussing gibt für grönländischen Riebeckit von Narsasik bei Igalliko[1]) $c : a = 5^\circ$ etwa und starke Bisektricendispersion an; nach eigenen Beobachtungen ist sie weit schwächer als bei Arfvedsonit und konnte nicht immer sicher erkannt werden, schien aber, wo sie beobachtet

[1]) Dieser Riebeckit ist mit Krokydolith in filzigen Aggregaten verwachsen, der schwächeres Brechungsvermögen, deutliche Bisektricendispersion und $c : a = 5^\circ$—$10^\circ$ zeigt. Sein Pleochroismus ist a blau, b grauviolett, c fast farblos.

wurde $c : a_v < c : a_\varrho$ zu sein. — V. de SouzaBrandão (94) gibt für das Vorkommen von Alter Pedroso in Alemtejo ebenfalls starke Bisektricendispersion und gleichsinnige starke Dispersion der Absorptionsaxen an. In den bräunlichgrau durchsichtigen Schnitten nach (010) zeigt die der Vertikalaxe fast parallel schwingende Welle grünlichblaue Farbe, die zu der Vertikalaxe fast senkrecht schwingende Welle gelblichbraune Farbe. Bei schwacher Drehung aus der größten Dunkelstellung in dem Sinne, daß der Hauptschnitt des Polarisators in den spitzen Winkel der Spaltrisse nach (110) und (001) der zu 74° gemessen wurde, erscheint Gelblichbraun, wenn auch stark absorbiert, bei Drehung im umgekehrten Sinne Grünlichblau ins Violett mit rasch abnehmender Absorption bei zunehmender Drehung bis zu 33°. Bei weiterer Drehung vollzieht sich dann der Übergang in das Gelbbraun der anderen Welle. — Die Axenebene liegt symmetrisch, wie immer, a : c auf (010) wurde zu etwa 1°.4 gefunden. $\gamma - \alpha = 0.005$. — 2V war nicht zu bestimmen.

| | a | b | c |
|---|---|---|---|
| Socotra | tiefblau | etwas weniger tiefblau | grün, |
| Ailsa Craig | tiefblau | tiefblau | gelblich- oder grünlich braun, J. J. H. Teall (77) |
| Corsica | indigo, fast schwarz | blau | gelblichgrün, Le Verrier (78) |
| El Paso, Col. | sehr dunkelblau | grünblau | blaßgelbgrün, A. Lacroix (79) |
| Narsasik, Grönland | sehr tief indigoblau | dunkelblaugrau | hellgelbgrün, N. V. Ussing (73) |
| Gloggnitz | tief dunkelblau | blau mit Stich ins Violett, stahlblau | gelblichgrün mit Stich ins bräunliche, Graf Keyserling (92) |
| Dönjo Buru, Ostafrika | tiefindigoblau | tiefblau bis opak | blaßbraungelb, G. T. Prior (95) |
| Alter Pedroso, Portugal | grünlichblau | graulichblau | gelblichbraun, V. de Souza-Brandão (94) |

Reakt.: V. d. L. leicht schmelzbar unter intensiver Gelbfärbung der Flamme.

Diagn.: Siehe Arfvedsonit.

Vork. A. Sauer (80) erkannte zuerst den früher von T. G. Bonney für Turmalin gehaltenen Riebeckit in Graniten der Insel Socotra am Kap Guardafui. Le Verrier beschrieb ihn aus Graniten von den Calangues de Piana an der Westküste von Corsica. Analog ist auch das Vorkommen im Paisanit von Ailsa Craig am Eingange zum Firth of Clyde, welches Teall beschrieb. In Drusenräumen von Glacialgeschieben dieses Gesteins an der Ostküste von Irland fanden sich die von Sollas gemessenen Krystalle. A. Harker (81) erkannte ihn in Quarzkeratophyren vom Hügel Mynydd Mawr in Caernarvonshire. Er ist verbreitet in Alkaligraniten des Sinai, von Abessynien und andern Lokalitäten, und in Lestiwariten und Paisaniten, kommt dagegen seltener in Alkalisyeniten (Albany, N. H.), und quarzfreien Keratophyren vor. — Souza-Brandão beschreibt lentikuläre Massen von Riebeckit, deren Einzelindividuen bis zu 40 cm Länge und 15 cm Breite erreichen aus einer wohl charakterisierten Zone von Alkaligesteinen zwischen Vayamonte und Monforte in Alemtejo. Diesen Gesteinen gehören auch die granulitischen Alkaligneiße von Cevadaes bei Campo Maior an. Der Riebeckit dieses Fundortes führt Einschlüsse von Biotit, Magnetit, Albit, Zirkon und Fluorit.

## Hastingsit

(Anal. VII, S. 241) nannten Fr. D. Adams und B. J. Harrington (82) einen orthosilikalischen Alkaliamphibol von der Formel $(\overset{I}{R_2}.\overset{II}{R})_3\overset{III}{R_2}Si_8O_{12}$, welcher in rundlicheckigen Körnern und unregelmäßig begrenzten Blättern im Eläolithsyenit von Dungannon, Hastings Co. Ontario vorkommt. Vollkommene Spaltung nach dem Amphibolprisma, Ätzfigur HF auf 110 siehe Fig. 119 nach Wright. — Ebene der optischen Axen in b (010), b = b, c : c = 25°—30° etwa im stumpfen Winkel $\beta$ (Fig. 119), $\gamma$—$\alpha$ sehr klein. Optisch negativ mit kleinem 2E = 30°—45° und starker Axendispersion $\varrho > v$. Kräftige Bisektricendispersion mit $c : c_\varrho < c : c_v$. — Pleochroismus a gelblichgrün, b und c tief blaugrün. — Derselbe findet sich auch im Eläolithsyenit von Montreal in Verwachsung mit Augit.

Fig. 119.

A. Johnsen (34) beschreibt aus Alkalisyenit von Miask eine mit Ägirinaugit parallelverwachsene blaue Hornblende mit c : c = 36° im spitzen Winkel $\beta$ und mit der Dispersion $c : c_\varrho < c : c_v$. — b = b, 2V = 50°. — a farblos ins gelbliche, b hellblaugrau, c hellblau. 111 : 1$\bar{1}$0 = 56° 16′. Chem. Zus.: $SiO_2$ 58.50, $Al_2O_3$ 12.38, $Fe_2O_3$ 14.32, FeO 4.79, MnO 3.16, MgO 4.30, CaO 0.92, $Na_2O$ 4.09, $K_2O$ 0.48, Sa. 102.94.

## Crossit

(Anal. XI, S. 241), wurde von Ch. Palache (71) aus einem wesentlich aus Albit und Crossit bestehenden Gestein der krystallinen Schieferformation bei Berkeley in Californien beschrieben. Er bildet bis zu 20 mm lange und 3 mm dicke Prismen ohne Endflächen mit vollkommener Spaltbarkeit nach 110 : 1$\bar{1}$0 = 53° 54′—54° 56′. Vom Glaukophan und Gastaldit unterscheidet er sich durch den negativen Charakter der Auslöschung in der Prismenzone und abweichenden Pleochroismus, c : a = 13°. b = b. a himmelblau bis dunkelblau, b rötlich- oder bläulichviolett, c gelblichbraun bis grünlichgelb, fast farblos. Ob a im spitzen oder stumpfen Winkel $\beta$ liege, war nicht sicher zu bestimmen. Die Ätzfigur auf 110 nach Daly zeigt Fig. 116, S. 239. Der Crossit ist oft parallel verwachsen mit Aktinolith, der bald den Kern eines Crossitkrystalls, bald büschelförmige Ansätze an dessen Polen bildet, auch Fragmente des Crossits ausheilt und verkittet.

Von diesen Angaben weichen meine Beobachtungen an einem Handstücke, welches ich der Freundlichkeit des Herrn Palache verdanke, ab. Ich fand am Crossit normalsymmetrische Lage der optischen Axenebene mit b = c. Der vertikalen Axe zunächst liegt b mit einem Winkel c : b = 20°—30°, und zwar liegt b des Crossits auf derselben Seite der Spaltrisse nach (110), auf welcher c des mit Crossit parallel verwachsenen Aktinoliths mit c : c = 15° liegt, also im stumpfen Winkel $\beta$. — $\gamma$—$\alpha$ ist klein bis sehr klein. — Die Bisektricendispersion ist stark

$c : b_\varrho < c : b_v$. Optischer Charakter negativ, 2V groß. Die Lage der Axenebene wurde festgestellt in Längsschnitten, wo ihre Trace senkrecht gegen die Spaltung nach (110), und in Querschnitten des Crossits, wo sie in der langen Diagonale des Spaltrhombus lag. Der Pleochroismus war a fast farblos bis grünlich- oder graulichgelb, b himmelblau bis dunkelblau, c grauviolett.

---

C. Hlawatsch (83) beschreibt aus dem Eläolithsyenitporphyr des Viezzena Tales bei Predazzo einen blauen Amphibol mit normalsymmetrischer Lage der optischen Axenebene, b = c. Er bildet Hüllen um Pyroxen in paralleler Stellung, ist oft idiomorph mit (110) (010) (011) und dringt buchtenartig in den Pyroxen hinein. $110 : 1\bar{1}0 = 55°$. — c : b etwa 25°. 2V = 45° etwa. Sehr starke Dispersion $c : b_\varrho < c : b_v$. Pleochroismus a hellgelb, b dunkelblaugrün, c dunkelbraungrün. — Fr. Becke (84) beschreibt als Fortwachsung auf den Prismenflächen gemeiner grüner Hornblende in einem Grünschiefer des Lämmerbüchl bei Lanersbach im Duxer Tal aus Kalkphyllit ebenfalls eine dunkelblaugrüne Hornblende mit normalsymmetrischer Axenlage b = c. c : b = 18° ca. mit $c : b_\varrho < c : b_v$. — 2V = 90° etwa. Dispersion der Axen $\varrho < v$. — $\gamma - \alpha = 0.01$ ungefähr. — a gelblichgrün, b dunkelgrünlichblau, c dunkelblau ins Violett. b des blauen Amphibols ist in derselben Richtung gegen die Spaltrisse geneigt, wie c der grünen gemeinen Hornblende. Diese hat c : c = 18° im stumpfen Winkel $\beta$. Ebene der optischen Axen in b (010), 2V = 60°, im helleren Kern 66°. Bisektricendispersion unmerklich, Axendispersion schwach $\varrho < v$. $\gamma - \alpha = 0.019$, im helleren Kern 0.025; a gelblichgrün, b grasgrün, c blaugrün.

---

W. Freudenberg (unveröffentlichte Mitteilung) studierte in dem Shonkinit des Katzenbuckels eine im auffallenden Lichte sammetschwarze, im durchfallenden braune, nach außen oft grünlich werdende, im Pulver grünliche, sehr eisenreiche Amphibolart mit $110 : 1\bar{1}0 = 55° 39'$—$55° 48'$. Spaltung vollkommen nach (110), deutlich nach (010), auch nach einer Schiefendfläche, welche die Prismenaxe etwa unter 74° schneidet. — Sp. G. = 3.166. — Ätzfiguren z. T. sehr ähnlich denen des Arfvedsonits, z. T. denen des Hastingsits. Dieselbe hat im Zentrum der Krystalle symmetrische Lage der Ebene der optischen Axen mit b = b, die aber nach der Peripherie hin ganz allmählich in die normalsymmetrische Lage mit b = c derart übergeht, daß zuerst der Winkel $2V_a$ für rotes Licht durch den Nullwert hindurchgeht. Bei symmetrischer, wie bei normalsymmetrischer Axenlage ist a spitze Bisektrix und $2V_a$ mäßig bis sehr klein mit $v > \varrho$ bei symmetrischer, $v < \varrho$ bei normalsymmetrischer Axenlage. — $\gamma - \alpha$ wechselnd, aber stets klein, im Maximum etwa 0.005. — Auslöschungsschiefe c : c bei symmetrischer, c : b bei normalsymmetrischer Axenlage stark wechselnd, besonders im letzten Fall von kleinen Werten bis zu 65° in einzelnen Fällen. Sie liegt zumeist, nach den Ätzfiguren und Spaltrissen orientiert, im spitzen Winkel $\beta$. — Bisektricendispersion kräftig. Die Auslöschungsschiefe ist kleiner für Violett, als für Rot, wenn c oder b zunächst c liegt. — Pleochroismus a strohgelb, b tiefrotbraun, c grün bis gelbgrün bei symmetrischer, a strohgelb,

b grün bis gelbgrün, c tiefrotbraun bei normalsymmetrischer Axenlage, so daß also die parallel der langen Diagonale des Spaltrhombus schwingende Welle in beiden Fällen die gleiche Farbe hat. — Diese Amphibole schmelzen leichter als Ägirin zu schwarzer magnetischer Kugel unter starker Na-Färbung der Flamme. Sie treten nicht nur in Verwachsung miteinander, sondern auch jeder für sich in Einzelkrystallen auf.

Die Eigenschaften dieser Amphibole lassen den Weg erkennen, auf welchem die scheinbaren Widersprüche in den Angaben über die optischen Charaktere der Alkaliamphibole ihre Lösung werden finden können.

---

Unter dem Namen Krokydolith (Anal. VIII—IX, S. 241) faßt man asbestartige, mehr oder weniger feinfasrige blaue Amphibole zusammen. A. Lacroix (85) gibt für dieses Mineral vom Fundort Templeton in Canada die Charakteristik $a : c = 18°—20°$, $2E = 95°$ ungefähr um c, wonach derselbe positiv wäre, und $\gamma - \alpha = 0.025$, was überraschend hoch ist und eher an Glaukophan erinnert. Der Pleochroismus

| | | | |
|---|---|---|---|
| Perkins Mill, Templeton | c hellgrün | b blauviolett | a blaugrün |
| Gölling (Sapphirquarz) | blaßgelb | violett | tiefblau |
| Oranje-Fluß, Südafrika | violett | „ | grün |
| Wackenbach | fast farblos | blauviolett | bläulichgrün |
| Gorgona, Italien | sehr blaßgelb | violett | hellblau |

zeigt, daß wohl verschiedene Substanzen unter einem Namen zusammengefaßt werden. Die Krokydolithe scheinen durchweg sekundäre Bildungen zu sein.

H. von Foullon (86) beschreibt tief- bis lichtlavendelblaue, seidenglänzende Faseraggregate aus dem Flysch der Insel Rhodus (Anal. X, S. 241), welche innig mit Karbonaten durchtränkt sind. Die tieflavendelblauen stark gebogenen Fasern haben die Farbe und den Pleochroismus des Glaukophans, aber ohne dessen violette Töne; die Biegung der Fasern macht eine Bestimmung der Auslöschungsrichtungen unmöglich; die helllavendelblauen lassen eine Auslöschungsschiefe von 4° etwa erkennen. Das tieflavendelblaue Mineral ist vor dem Gebläse so gut wie unschmelzbar, das hellavendelblaue verhält sich v. d. L. wie Glaukophan. Dieses Mineral, welches Foullon für den Asbest des Glaukophans halten möchte, bezeichnet er als Rhodusit. Sein Eisengehalt stellt es näher zu Crossit und Krokydolith.

Ch. W. Cross (89) beschreibt von denselben Lokalitäten, wie die Neubildungen von Ägirin (S. 216), einen blauen Amphibol, welcher braune Hornblende und Pyroxen als Neubildung in paralleler Stellung teils allein, teils mit Aktinolith umwächst oder ersetzt und sich besonders gern auf den terminalen Flächen pinselartig ansetzt, oder auf (010), nie auf den Prismenflächen des braunen Amphibols nach den mitgeteilten Zeichnungen liegt.

Die Axenebene dieses blauen Amphibols ist (010), $a : c = 13°—15°$, 2V groß, der optische Charakter nicht zu bestimmen. Der Pleochroismus ist.

a tiefblau, b purpur bis violett, c blaßgelb; Absorption $a > b > c$.

Wichtig ist die Beobachtung von Cross, daß die Axe a im blauen Amphibol stets in entgegengesetzter Richtung von der Prismenaxe wie die Axe c in der braunen Hornblende lag. Da nun der blaue und braune Amphibol die vertikale und Symmetrieaxe gemein hatten, so wäre daraus zu folgern, daß im braunen Amphibol die kleinste Elastizitätsaxe im stumpfen Winkel $\beta$, im blauen dagegen im spitzen Winkel $\beta$ liegen würde.

Denselben blauen Amphibol — er nennt ihn Riebeckit — beobachtete A. C. Lane (90) in pinselartigen Ansätzen auf primärer Hornblende in Syeniten von Michigan, bald in diese verlaufend, bald durch eine krystallographische Fläche davon getrennt. Im ersten Fall bildet die Mengungszone, entsprechend dem Gegensatz der Elastizitätsaxen,

einen isotropen Streifen. Der blaue Amphibol hatte kleine Auslöschungsschiefe a : c und den Pleochroismus a blau bis grünlichblau, b violett oder rötlichblau, c gelb. Auch hier liegen c für Hornblende und a für den blauen Amphibol auf verschiedenen Seiten der Spaltung mit $a : c = 15°$ etwa.

Geologisch gehören Crossit, Krokydolith und Rhodusit zu Glaukophan.

Künstliche Darstellung. Die künstliche Darstellung eines Amphibolminerals war bisher immer ohne Erfolg versucht worden. Im Jahre 1891 machte K. von Chrustschoff (87) die Mitteilung, daß er durch 3 Monate lange Erhitzung eines Gemisches einer etwa dreiprozentigen Lösung kolloidaler Kieselsäure mit einer wässerigen Lösung von Tonerde, von Eisenoxydhydrat, Eisenoxydulhydrat, Kalkwasser, Magnesiahydrat (in Wasser suspendiert) und einigen Tropfen Natronkalilauge auf 550° C. im zugeschmolzenen Glaskölbchen Kryställchen von Hornblende erhalten habe, die bis zu 1 mm lang und 0.25 mm dick waren. Es werden goniometrische, optische und chemische Bestimmungen, sowie solche des sp. G. mitgeteilt, allerdings z. T. ohne Angaben über die Art der Ausführung und die Mengen der benutzten Substanz. Die 0.91 Prozent als Glühverlust gefundenes Wasser sind wohl ein Minimum und in Wirklichkeit jedenfalls höher; trotzdem blieben sie bei der Berechnung der Analyse unberücksichtigt. — Neben dem als Hornblende gedeuteten Produkte hatten sich andere gebildet, welche als Pyroxen, Quarz, Adular und Analcim (?) aufgefaßt werden.

Als zufällige Bildung in Schlacken wird Hornblende in älteren Mitteilungen bisweilen erwähnt; neuere Beobachtungen dieser Art scheinen nicht vorzuliegen.

---

Anhang: Unter dem Namen Uralit führte G. Rose Substanzen auf, welche die Krystallform des Augits mit den physikalischen Eigenschaften, zumal mit der Spaltbarkeit der Hornblende verbinden. Wenn man im Uralit eine Paramorphose von Hornblende nach Augit sieht, so ist das wohl kaum ganz richtig; es scheint vielmehr, daß bei der molekularen Umlagerung von Pyroxenen zu Amphibolen, die sich nicht nur zwischen Augit und Hornblende, sondern ebenso zwischen Diallag und Smaragdit und anderen Abarten der beiden Familien findet, ein Teil des Kalkes aus der Verbindung austritt. Man trifft wenigstens sehr häufig den nach Pyroxenen paramorphen Amphibolen Calcit oder Epidot in feiner Verteilung beigemengt.

Die Umwandlung des Augits in Hornblende schreitet meistens von der Peripherie nach dem Zentrum und auf den Spaltrissen hin fort, so daß nicht selten inmitten des Uralits sich frische und durchaus unveränderte Reste des Augits finden, die sich leicht durch Spaltbarkeit, Stärke der Doppelbrechung und Farbe, sowie Lage der optischen Hauptschnitte erkennen lassen. Bei diesem Vorgange bleibt die vertikale und die Symmetrieaxe des Mutterminerals in der gleichen Bedeutung für die neugebildete uralitische Hornblende erhalten. Dabei ist der Uralit aber niemals ein einheitlich kompakter Krystall, sondern er besteht aus sehr zahlreichen und feinen, allerdings oft sehr genau parallel gerichteten Säulchen. Daher zeigen die Querschnitte die Blätterdurchgänge der Hornblende gleichgerichtet durch die ganze Ausdehnung des Schliffs (Bd. I. 2, Taf. VIII, Fig. 2), während Längsschnitte fein faserig struiert erscheinen (Bd. I 2, Taf. VIII, Fig. 3). Ebenso ist die Lage der optischen Hauptschnitte in allen Fasern, die aus einem ursprünglichen Augitindividuum entstanden, natürlich die gleiche. Es finden sich jedoch gelegentlich geringe Abweichungen von diesem Parallelismus zumal in der Nähe der Polenden, die dann büschelförmig ausgefasert erscheinen. — Waren die ursprünglichen Augitindividuen Zwillinge nach a (100), so pflegen auch im Uralit die beiderseits der ursprünglichen Augitzwillingsgrenze befindlichen Säulchen zueinander in Zwillingsstellung zu stehen. — In günstig gelegenen Schnitten kann man sich öfters überzeugen, daß die gleichwertigen Elastizitätsaxen der Pyroxene und Uralite gegen die gemeinschaftliche Spaltung nach ∞P (110) gleichsinnig geneigt liegen.

Der Uralit ist stets grün und zeigt den Pleochroismus der grünen gemeinen Hornblende, c und b grün, a gelblichgrün in sehr deutlicher Ausbildung. — Das spezifische Gewicht ist dasjenige der Hornblende.

G. Rose entdeckte den Uralit in sog. Grünsteinen und Grünschiefern von Miask, Mostowaja, Jarewo, Nikolajewsk u. a. O. Die mikroskopische Untersuchung hat gelehrt, daß diese Uralitisierung eine in den Diabasen, Diabasporphyriten und verwandten Gesteinen überaus verbreitete Erscheinung ist, wenn dieselben in gefalteten Schichten eingebettet liegen. Die Diabase des rheinischen Schiefergebirges, des Harzes, des Fichtelgebirges usw. liefern leicht zugängliche Beispiele für diesen Vorgang. — Ebenso, wenngleich nicht so allgemein, findet sich der Uralit in manchen Augitdioriten und Augitsyeniten. Den jüngeren Augitgesteinen fehlt die Uralitbildung im allgemeinen; sie tritt jedoch in den mesozoischen Felsarten dieser Familie sofort auf, wenn dieselben den gleichen mechanischen Prozessen unterlagen, wie die paläozoischen. Auch da, wo Plagioklasaugitgesteine in den Kontakthöfen massiger Eruptivgesteine auftreten, findet sich die Uralitisierung der Augite. Ob der Uralit zu der gemeinen Hornblende oder zum Strahlstein gehöre, wird von der ursprünglichen Zusammensetzung des pyroxenischen Mutterminerals abhängen.

Die älteste mikroskopische Beschreibung des Uralits lieferte H. Fischer (91).

Literatur. (1) Ann. Min. **14**. 1878. 3. — (2) Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1896. Folge IV. Heft 17. — (3) T. M. P. M. **3**. 1881. 386. 400. — (4) Amer. Journ. **29**. 1885. 486. — (5) N. J. 1889. I. 239. — (6) Amer. Journ. **39**. 1890. 352. — (7) Annuaire géol. et min. de la Russie. Vol. III. Livr. 7. Warschau. — (8) Proc. Amer. Acad. of Arts and Sc. Boston **34**. 1899. 374 und Bull. Soc. min. Fr. **22**. 1899. 133. — (9) Z. X. **22**. 1894. 345. — (10) Min. des roches. Paris 1888. 144. — (11) Nouv. Recherches 1867. 624. 646. 690; Manuel de Min. 1862. 78. — (12) Bull. Soc. min. Fr. **9**. 1886. 40. — (13) Bihang till Vet.-Akad. Handl. Stockholm **13**. 1887. 80. — (14) T. M. M. 1871. 17. — (15) Proc. Amer. Acad. of Arts and Sc. **34**. 1899. 311 und Bull. Soc. min. Fr. **22**. 1899. 144. — (16) T. M. P. M. **4**. 1882. 339. 342. — (17) T. M. M. 1876. 65. — (18) Amer. Journ. **42**. 1891. 505. — (19) Nephrit und Jadeit. Stuttgart 1875. — S. M. A. **3**. 1874. — (20) Züricher Vierteljahrschrift **15**. 372. — (21) Verhandl. k. russischer mineral. Ges. **18**. 1882. Petersburg. — (22) Zeitschr. f. Ethnologie. Berlin 1883. — (23) N. J. B. B. **3**. 1884. 412 und N. J. 1877. II. 276. — (24) Proceed. U. S. Nat. Museum **9**. 1888. — (25) N. J. 1884. II. 143. — (26) Z. X. **18**. 1891. 579. — (27) S. W. A. **1**. 1885. 153. — (28) Mitt. Bad. geol. Landesanstalt **2**. 1891. 252. — (29) T. M. P. M. **19**. 1900. 312. — (30) Z. X. **8**. 569. — (31) T. M. P. M. **16**. 1896. 158. — (32) T. M. P. M. **20**. 1901. 235. — (33) Meddel. om Grönland. Kopenhagen **14**. 1894. 210. — (34) N. J. 1901. II. 121. — (35) S. W. A. **59**. 1869. Mai. — (36) Z. X. **18**. 1891. 580. — (37) N. J. 1891. I. 291 und Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere. Berlin 1892. 37. — (38) Natuurkundig Tijdschr. voor Ned. Indië **75**. 1897. 206. — (39) Q. J. G. S. **58**. 1902. 416. — (40) T. M. P. M. **20**. 1901. 383. — (41) Z. D. G. G. **41**. 1889. 394. — (42) Z. X. **18**. 1891. 580. — (43) T. M. P. M. **17**. 1898. 409. — (44) Z. X. **16**. 1890. 398. — (45) Meddelanden om Grönland **7**. 1885. 27. — (46) Amer. Journ. **45**. 1893. 286. — (47) N. J. 1888. I. 121. — (48) Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets I. Kristiania 1894. 27. — (49) Die Gesteine der ecuatorianischen Ostcordillere. Berlin 1896. 26. — (50) N. J. 1883. II. 1. — (51) N. J. 1879. 825. — (52) N. J. B. B. **2**. 1883. 139. — (53) T. M. P. M. **16**. 1897. 327. — (54) Pogg. Ann. **158**. 1876. 225. — (55) Bull. Soc. min. Fr. **20**. 1897. 253. — (56) Bull. Soc. min. Fr. **7**. 1884. 44. — (57) Z. D. G. G. **28**. 1876. 249. — (58) N. J. 1882. II. 202. — (59) N. J. 1883. I. 208. — (60) T. M. P. M. **2**. 1879. 49. 71. — (61) Ann. Soc. géol. du Nord. Lille **11**. 1883. 18; Bull. Soc. min. Fr. **6**. 1883. 289. — (62) Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn **12**. 1884. — (63) Z. D. G. G. **38**. 1886. 634 und **39**. 1887. 211. — (64) U. S. geol. Survey. Monograph XIII. Washington 1888. — (65) Bull. geol. Soc. of America **2**. 1891. 385. — (66) S. B. A. **45**. 1898. 706. — (67) Atti R. Accad. Lincei. Roma (2) **12**. 333. 1875. — (68) Journ. College of Sc. Imp. Univ. Tokyo. **1**. 1886. part. 1. — (69) Atti R. Accad. Torino **29**. 1893/4. 272. — (70) Z. X. **31**. 1895. 502. — (71) Univ. of California Bull., Dep. of geol. **1**. 1894. 181. — (72) Z. X. **16**. 1890. 402. — (73) Meddel. om Grönland. Kopenhagen **14**. 1894. 191. — (74) T. M. P. M. **15**. 1895. 394. — (75) Petrogr. Beschr. des Nephelinsyenits vom Umptek. Kuopio 1891. 14. — (76) Proc. Roy. Irish Acad. Dublin **3**. 1896. 516. — (77) Min. Mag.

**9.** 1891. 220. — (78) C. R. **109.** 1889. 38. — (79) C. R. **109.** 1889. 39. — (80) Z. D. G. G. **40.** 1888. 138. — (81) Geol. Mag. **5.** 1883. 455. — (82) Amer. Journ. **1.** 1896. 210. — (83) T. M. P. M. **20.** 1901. 43. — (84) T. M. P. M. **21.** 1902. 247. — (85) Bull. Soc. min. Fr. **13.** 1890. 10. — (86) S. W. A. **100.** 1891. 169. — (87) N. J. 1891. II. 86. — (88) Amer. Journ. **15.** 1903. 227. — (89) Amer. Journ. **39.** 1890. 359. — (90) Amer. Journ. **42.** 1891. 508. — (91) Kritische mikroskopisch-mineralogische Studien. 1. Fortsetzung. Freiburg i. B. 1871. 9. — (92) T. M. P. M. **22.** 1903. 121. — (93) Min. Mag. **13.** 243. — (94) Communicações da Comm. do Serviço Geol. do Portugal. Lisbôa 1903. — (95) Bull. Soc min. Fr. **26.** 1903. 126. — (76) Denkschriften k. Akad. Wiss. Wien **71.** 1902. 4.

## Die Glimmergruppe.

Chem.: Die Reihe der Glimmer betrachten wir mit F. W. Clarke (1) als Substitutionsprodukte des normalen Salzes $Al_4(SiO_4)_3$. Das gibt als mögliche isomorphe Typen 1. $Al(SiO_4)_3\overset{I}{R}_3Al_2$, 2. $Al(SiO_4)_3\overset{I}{R}_6Al$, 3. $Al(SiO_4)_3\overset{I}{R}_9$, 4. $Al(SiO_4)_3MgRAl_2$, 5. $Al(SiO_4)_3(MgR)_2Al$, 6. $Al(SiO_4)_3(MgR)_3$ und bei Verdoppelung 7. $Al_2(SiO_4)_6Mg_9$ analog 3. Typus 2 kann als Mischung von 1 und 3, Typus 5 als Mischung von 4 und 6, die Typen 5 und 6 als Mischungen von 3 und 7 angesehen werden, so daß nur 1, 3, 4 und 7 als nötig erscheinen. In diesen allgemeinen Formeln kann Si durch Ti in nicht unbedeutender, Al durch $\overset{III}{Fe}$ in beträchtlicher, auch durch $\overset{III}{Cr}$, Mg durch $\overset{II}{Fe}$ in beliebiger Menge vertreten werden. Mn kommt (vom Manganophyll abgesehen) nur in sehr untergeordneter Menge vor. $\overset{I}{R}$ bedeutet H, K, Na, Li. Ein Gehalt an Fluor und überschüssiger Sauerstoff werden in den einwertigen Gruppen MgF, $AlF_2$, MgOH, AlO gebunden angenommen. Niedrigere Sauerstoffverhältnisse, als die Orthosilikatformel fordert, erklärt man durch die isomorphe Vertretung von $H_4SiO_4$ durch $H_4Si_3O_8$, wie in der Feldspat- und Skapolithgruppe.

Alle Glimmer gehören trotz des durchweg herrschenden hexagonalen oder rhombischen, selten rhomboedrischen Habitus dem monoklinen System an. Wir folgen in der Deutung der Formen G. Tschermak (2) und nehmen nach Dana, System of Mineralogy 1892. 6. Aufl. für

Biotit $a : b : c = 0.5774 : 1 : 3.2743$, $\beta = 90° 0'$.
Muscovit $= 0.5774 : 1 : 3.3128$, $\beta = 89° 54'$.

Morph.: $c = oP$ (001), $b = \infty P\infty$ (010), $M = -2P$ (221), $m = P$ ($\bar{1}11$), $o = -\frac{1}{2}P$ (112), selten $e = \frac{1}{3}P\breve{\infty}$ (023), $y = \frac{1}{3}P\breve{\infty}$ (043), bei Biotit auch $r = P\breve{\infty}$ ($\bar{1}01$) u. a. Formen zumal aus der Grundreihe der Pyramiden; auch Klinopyramiden. — Habitus in den Gesteinen durchweg dünn tafelförmig (Fig. 120) mit hexagonalem Umriß, selten mehrere mm dick und nur ganz ausnahmsweise gestreckt in der Richtung der Vertikalaxe und dann durch Kombination von Pyramiden mit Orthodomen von rhom-

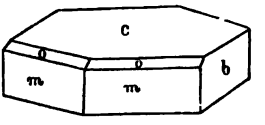


Fig. 120.

boedrischem Habitus. — Bisweilen fehlt b (010) und die Tafeln sind rhombisch, meistens mit starker Streckung nach einem Kantenpaar der Tafeln. — Die seltenen rektaregulären Begrenzungen der Täfelchen entstehen durch das Zurücktreten der Pyramidenflächen und das Zusammenstoßen eines Orthodomas mit der Längsfläche (010). — Allotriomorphe, bald rundliche, bald gelappte und zackige Blättchen und Schuppen. Blättrige Aggregate mit paralleler oder rosettenförmiger Anordnung, auch schalig kuglige Aggregate. — Zwillingsbildungen nach einer auf c (001) senkrechten, in der Zone nach der linken oder rechten Prismenfläche liegenden Ebene. Die Zwillingsindividuen berühren sich mit der Basis (Fig. 121) oder durchkreuzen sich unregelmäßig, so daß ein dünnes Spaltblättchen aus krummlinig sich berührenden, in Zwillingsstellung befindlichen Teilen besteht. In manchen Ge-

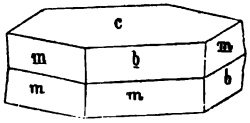


Fig. 121.

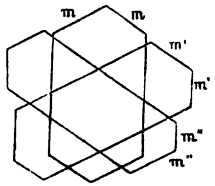


Fig. 122.

steinen, zumal in Lamprophyren, sind die Glimmerblättchen bisweilen nach einer Kante in die Länge gezogen und bei zwillingsartiger Verwachsung solcher treten dann die Einzelindividuen randlich frei heraus (Fig. 122). — Selten sind Zwillinge mit gemeinschaftlicher Basis, wobei die Individuen um 30° gegeneinander gedreht erscheinen, die Zwillingsebene also der Zone oP : ∞P$\bar{3}$ (001 : 130) angehört

$\bar{1}11 : 1\bar{1}1 = 59° 14'.5$ $001 : 1\bar{1}1 = 81° 19'$ $001 : \bar{1}01 = 80° 0'$
$112 : 1\bar{1}2 = 57° 8'$ $001 : 112 = 73° 1'$ $001 : 023 = 65° 23'$
$221 : 2\bar{2}1 = 59° 48'.5$ $001 : 221 = 85° 38'$ $001 : 043 = 77° 6'$

für Biotit und um wenige Minuten verschieden für Muscovit.

Koh.: Vollkommene Spaltung nach c (001) durch scharfe und zahlreiche Spaltrisse ausgedrückt in allen nicht zur Basis parallelen Schnitten (Bd. I. 1, Taf. V, Fig. 1). — Die Spaltblättchen sind elastisch biegsam. Die Elastizität der Spaltblättchen ist am größten bei den Kaliglimmern,

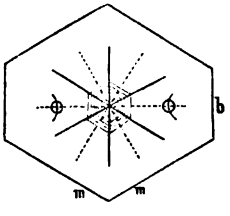


Fig. 123a.

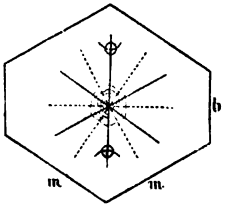


Fig. 123b.

neigt gar oft ins Spröde bei den Phlogopiten und Biotiten und verliert sich bei diesen, sobald Umwandlungsprozesse einsetzen, zumal

solche in chloritische Aggregate. — Über die Schlagfigur und Druckfigur berichteten E. Reusch (3) und Max Bauer (4). Die Schlagfigur ist dreistrahlig (Fig. 123a und 123b) und die Strahlen gehen parallel den Kanten 001 : 010, 001 : $\bar{1}11$ und 001 : $\bar{1}\bar{1}1$. — Die Druckfigur ist ebenfalls dreistrahlig und die Strahlen (punktiert in Fig. 123a und 123b) halbieren die Winkel der Schlagfigur. Die Strahlen der Schlagfigur entsprechen einer Spaltung nach $\infty P\infty$ (010) und einer Pyramide der Hauptreihe. Die Strahlen der Druckfigur entsprechen den Gleitflächen nach $\varrho = \frac{2}{5}P\infty$ ($\bar{2}05$) und $\zeta = \frac{2}{3}P\bar{3}$ (135) mit $c : \varrho = 66° 32'$ und $c : \zeta = 66° 25'$. — Die Ätzfiguren auf c (001) sind monosymmetrisch, verlieren aber durch die Leichtigkeit der Herstellung einer Schlagfigur an diagnostischem Momente. — H. = 2—2.5. — Sp. G. = 2.75—3.2.[1])

Den einen, der Projektion der Symmetrieebene auf die Basis parallelen, Strahl nennt man den charakteristischen oder Leitstrahl. Er ist von großer Wichtigkeit für die optische Bestimmung der Glimmer.[2]) Im Zentrum der Schlagfigur, um das kleine Loch, welches die eindringende Nadel bildete, lassen sich oft eine Anzahl kleiner konzentrischer Hexagone wahrnehmen, deren Seiten den Strahlen der Schlagfigur parallel laufen. Diese Hexagone fehlen stets, wenn es gelingt (bei sehr dünnen und elastischen Blättchen) die Schlagfigur hervorzubringen, ohne daß die Nadel merklich in das Blättchen eindringe. Die bei der Gesteinsuntersuchung gewöhnlich erzielten Glimmerblättchen sind zu klein, um mit den gewöhnlichen Mitteln diese Schlagfigur zu erzeugen. Man bedient sich dazu mit Vorteil der kleinen, von G. Lattermann und K. J. V. Steenstrup konstruierten Apparate (Bd. I. 1, Fig. 14 und 15, S. 30).

Man erhält mit beiden Apparaten die Schlagfigur in vorzüglicher Schönheit noch in Blättchen von etwa 0.5 mm Seitenlänge, wenn die Blättchen dünn genug sind. Der Teilbarkeit, welche durch die Strahlen dieser Schlagfigur angedeutet wird, entspricht kein mikroskopisch wahrnehmbares Phänomen in der Struktur der Glimmer.

Drückt man dagegen auf ein Glimmerspaltblatt mit einer stumpfen Spitze ohne dasselbe zu durchbohren, so entsteht die Druckfigur. Die Strahlen der Druckfigur sind fasrig, nicht scharf, und strahlen gern büschelförmig aus. Es gelingt nicht oft, die Druckfigur so vollkommen scharf zu erhalten, wie die Schlagfigur; es fehlt oft ein oder gar zwei Strahlen oder die vorhandenen Strahlen setzen nicht über ihren Schnittpunkt hinaus fort, so daß der Stern dreistrahlig wird. Mit dem oben beschriebenen kleinen Apparat erhält man die Druckfigur oft, wenn man die Blättchen zu dick wählte, auf denen eine Schlagfigur hervorgebracht werden sollte. Linien, welche den Druckfiguren parallel gehen und also senkrecht auf der gewöhnlichen Begrenzung der Glimmerblättchen stehen, Falten, deren Axe diesen Linien entspricht und Trennungsflächen, deren Durchschnitt mit der Basis denselben parallel geht, sind in den gesteinsbildenden Glimmern überaus verbreitet (Bd. I. 1, Taf. XII, Fig 6) und offenbar durch den Gebirgsdruck entstanden. Auch ordnen sich die den Glimmern gesetzmäßig interponierten Krystalle fremder Körper mit Vorliebe parallel den Strahlen der Druckfigur.

[1]) Die Blattform der Glimmer und ihre geringe Netzbarkeit durch Flüssigkeiten macht eine genaue Trennung derselben in Scheideflüssigkeiten unmöglich. Sie schwimmen in Flüssigkeiten, die viel leichter sind, als sie selbst.

[2]) G. Friedel (63) widerspricht den Angaben über die Orientierung der Schlagfigur und findet für sie keine einfachen Parameter. Auch F. L. Walker (54) fand den Winkel der parallel (110) gehenden Strahlen nicht = 60°, sondern bei Muscovit = 51° 49′ — 56° 25′, bei Lepidolith = 54° 58′, bei Rubellan = 59° 28′, bei Lepidomelan = 60°, bei Biotit = 60° — 60° 18′, bei Phlogopit = 59° 20′ — 63° 14′. — Derselbe (55) glaubt nachweisen zu können, daß nur bei Muscovit die Ebene der optischen Axen senkrecht zum Leitstrahl stehe, bei den übrigen Glimmern um mehrere Grade davon abweiche, so daß sie nicht monoklin wären.

Opt.: Starker Glasglanz ins Perlmutterartige bei den hellen, ins Halbmetallische bei den dunkelfarbigen Arten. Weicher Seidenglanz bei den dichten Aggregaten des Muscovits (Sericit). — Farblos, grauweiß, gelblichweiß, grünlich, bräunlich, rötlichweiß bis pfirsichblutrot, blond bei den reinen Alkaliglimmern und Phlogopiten, braunschwarz, grünlichschwarz, rabenschwarz, rotbraun bei den eisenreichen Arten. Dementsprechend die Farben im durchfallenden Licht. — Das nicht große Brechungsvermögen und die sehr starke negative Doppelbrechung wachsen anscheinend beide mit dem Eisengehalt.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Biotit, schwarz, einaxig | $\alpha = 1.586$ | | | Kohlrausch (6) |
| „ gelblichbraun, Vesuv | $\alpha_{na} = 1.5412$ | | $\gamma_{na} = 1.5745$ | „ |
| „ olivgrün, Rocca di Papa | $= 1.5618$ | | $= 1.6032$ | Zimanyi (7) |
| „ lichtgrün, Somma | $= 1.5443$ | | $= 1.5792$ | „ |
| „ schwarz, Somma | $= 1.5795$ | | $= 1.638$ (3) | „ |
| „ „ aus Basalttuff Teplitz | $= 1.5829$ | | | „ |
| „ Oberes Veltlin | $\alpha = 1.504$ | $\beta = 1.589$ | $\gamma = 1.589$ | G. Linck (56) |
| Phlogopit, Templeton | $= 1.562$ | $= 1.606$ | $= 1.606$ | Michel-Lévy und Lacroix (8) |
| Muscovit aus Granit, Vendée | $= 1.5601$ | | $= 1.5963$ | Wallérant (9) |
| Muscovit aus Pegmatit, Oberes Veltlin | $= 1.560$ | $= 1.593$ | $= 1.609$ | G. Linck (56) |
| „ Monte Orfano | $\alpha_{na} = 1.5619$ | $\beta_{na} = 1.5947$ | $\gamma_{na} = 1.6027$ | Viola (10) |
| „ ? | $= 1.5573$ | $= 1.5866$ | $= 1.5904$ | Hecht (57) |
| „ Ostindien | $= 1.5609$ | $= 1.5941$ | $= 1.5997$ | Kohlrausch (6) |
| „ ? | $= 1.5692$ | $= 1.6049$ | $= 1.6117$ | Matthießen (11) |
| „ „ | $\alpha_{li} = 1.5566$ | $\beta_{li} = 1.5899$ | $\gamma_{li} = 1.5943$ | Pulfrich (12) |
| | $\alpha_{na} = 1.5601$ | $\beta_{na} = 1.5936$ | $\gamma_{na} = 1.5977$ | „ |
| | $\alpha_{tl} = 1.5635$ | $\beta_{tl} = 1.5967$ | $\gamma_{tl} = 1.6005$ | „ |

Danach für Muscovit $(\gamma-\alpha)_{na} = 0.0392$, $(\gamma-\beta)_{na} = 0.0061$, $(\beta-\alpha)_{na} = 0.0338$. — Für die Phlogopite und Biotite sinkt $\gamma-\beta$ auf Null und $\gamma-\alpha$ steigt oft noch beträchtlich über 0.04, erreicht nach Michel-Lévy bei einem Biotit von Pranal den Wert 0.06. Die sehr geringe oder fehlende Doppelbrechung der spaltrißfreien basalen Schnitte neben der hohen Doppelbrechung der Spaltrisse zeigenden Schnitte liefert ein vorzügliches Charakteristikum der Glimmerfamilie.

Nach der Orientierung der optischen Axenebene zerfallen die Glimmer in zwei Gruppen. Bei den Biotiten, Phlogopiten und Zinnwalditen liegen die optischen Axen in der Symmetrieebene, b = b, und ihre Trace auf der Basis geht parallel dem Leitstrahl der Schlagfigur (Fig. 123 b) und steht senkrecht auf einem Strahl der Druckfigur. Man nennt diese Glimmer nach dem Vorgange von E. Reusch „Glimmer zweiter Art". — Bei den reinen Alkaliglimmern[1]) und den Anomiten steht die Ebene der optischen Axen senkrecht auf der Symmetrieebene, b = c, und ihre

[1]) Bei Lepidolithen von Schüttenhofen in Böhmen, Wolkenburg in Sachsen und einem sibirischen Lepidolith fand R. Scharizer (13) die optischen Axen in der Symmetrieebene liegend.

Trace auf der Basis steht senkrecht zum Leitstrahl der Schlagfigur, parallel einem Strahl der Druckfigur (Fig. 123a). Sie heißen „Glimmer der ersten Art". — Bei allen Glimmern steht die negative spitze Bisektrix nahezu senkrecht zur Basis und weicht von deren Normalen um 0°—3° nach vorn oder hinten, nur bei gewissen Biotiten der Alkaligesteine um mehr als 3° ab. — Der Winkel der optischen Axen schwankt von nicht meßbarer Größe, 2E = 0, bei manchen Biotiten, Anomiten und Phlagopiten bis etwa 2E = 80° bei den reinen Alkaliglimmern. Infolge der zur basischen Spaltung fast genau senkrechten Stellung der Bisektrix liefert jedes Spaltblättchen im konvergenten Licht eine Interferenzfigur, welche bei den dunklen Glimmern mehr oder weniger genau den einaxigen Interferenzbildern, bei den hellen dem Axenbilde eines rhombischen Krystalls entspricht, da die Bisektricendispersion kaum merkbar, auch die Axendispersion nur schwach ist. Das Zentrum dieser Interferenzfiguren weicht nur wenig oder gar nicht vom Zentrum des Gesichtsfeldes ab. Im parallel polarisierten Lichte ist von der sog. Auslöschungsschiefe der monoklinen Krystalle meistens nichts zu merken; die Auslöschungsrichtungen liegen parallel zu den Spaltrissen. Dadurch gelangen die Zwillingsbildungen zwischen gekreuzten Nicols nur in den seltenen Fällen auffallend zur Erscheinung, wenn die Neigung der Bisektrix zur Spaltfläche um mehrere Grade vom rechten Winkel abweicht. Sie enthüllen sich indessen durch die infolge der für c und b verschiedenen Absorption durch die verschiedene Farbe der in Zwillingsstellung befindlichen Lamellen bei abgenommenem Analysator und durch ihre verschiedenen Interferenzfarben zwischen gekreuzten Nicols.

Die dunkelfarbigen Glimmer haben starken Pleochroismus. Immer werden die zur Spaltbarkeit parallel schwingenden Strahlen weit stärker absorbiert, als die dazu senkrecht schwingenden. — Pleochroitische Höfe kommen in den verschiedensten Glimmern vor; sie haben stets ihr Maximum von Dunkelheit, wenn die Schwingungen senkrecht zur Spaltbarkeit liegen. Durch Glühen verschwinden diese pleochroitischen Höfe, aber allerdings schwerer als bei anderen Mineralien.

Einzelheiten über Auslöschungsschiefe, Größe des Axenwinkels, Dispersion und Pleochroismus findet man bei den einzelnen Glimmerarten.

Reakt.: Die Glimmer schmelzen meistens etwas schwierig zu Email und geben infolge ihres Alkaligehalts Flammenfärbungen. — Schm.-P. nach Doelter 935°—940° für Lepidolith von Rozena, 960°—965° für hellen und dunklen Zinnwaldit von Zinnwald, 1355°—1370° für Meroxen der Somma, 1150°—1175° für Lepidomelane, 1325°—1335° für Anomit von Steinegg bei Krems, 1270°—1275° für Phlogopit von Burgess, 1270° bis 1290° für Muscovit von Middletown. — Im Röhrchen geglüht geben sie meistens etwas Wasser. — Von Säuren werden die reinen Alkaliglimmer nicht, die Mg-reichen merklich, die Fe-reichen stark angegriffen.

Diagn.: Die Glimmer könnten nur verwechselt werden mit den anderen Silikaten von vollkommener monotomer Spaltbarkeit. Von den

Chloriten unterscheidet sie die starke Doppelbrechung, von den Sprödglimmern die geringe Härte, von Margarit die geringe Schiefe der Auslöschung, vom Talk der Alkaligehalt.

Künstliche Darstellung. Die Entstehung des Glimmers bei Hüttenprozessen wurde zuerst von J. H. L. Vogt (14) an einer Kupferrohschlacke von Garpenberg in Schweden genau erforscht und gegenüber den Anzweiflungen früherer Beobachter festgestellt. — Die künstliche Darstellung war lange vergeblich versucht. Sie glückte wohl zuerst Hautefeuille und Péan de Saint Gilles (15) durch Schmelzen der Bestandteile eines eisenreichen Glimmers mit Kieselfluorkalium. — K. von Chrustschoff (16) erhielt Glimmerkryställchen zweiter Art, als er ein künstlich dargestelltes Silikatglas von ähnlicher Zusammensetzung wie manche Basalte mit den Bestandteilen eines Eisenmagnesiaglimmers und einem Gemisch von Kieselfluorkalium, Fluornatrium, Fluoraluminium und Fluormagnesium im Verhältnis von 2 : 1 : 1 unter Zusatz von etwas amorpher $SiO_2$ schmolz. — C. Doelter (17) gelang die Darstellung von verschiedenen Glimmermineralien (Biotit, Muscovit, Zinnwaldit) durch Zusammenschmelzen von basaltischer Hornblende, von Pargasit, von Glaukophan, Almandin, Pyrop mit NaFl und $MgFl_2$, ebenso durch Schmelzen von Tiroler Andalusit mit Kieselfluorkalium und Fluoraluminium, unter Zusatz von Lithiumkarbonat bei der Darstellung von Zinnwaldit und durch mehrere andere analoge Mischungen. Zur Bildung von Glimmermineralien aus Schmelzfluß scheinen danach flüchtige Agents minéralisateurs notwendig zu sein. — J. Morozewicz (18) erhielt Biotitmikrolithe aus der Schmelze eines isländischen Liparits.

## Die Magnesia- und Eisenglimmer

umfassen die Arten Biotit, Lepidomelan, Anomit, Phlogopit und Lithionit. Sie sind mit Annahme des Anomits Glimmer der zweiten Art mit symmetrischer Lage der Ebene der optischen Axen und haben dunkle Farben. Nur die Phlogopite sind meistens, die Lithionite und Biotite selten hellfarbig. Ihr spezifisches Gewicht liegt zwischen 2.8 und 3.2.

### Biotit.

Chem. Isomorphe Mischungen von $Al(SiO_4)_3\overset{I}{R}_3Al_2$, $Al(SiO_4)_3\overset{I}{R}_2$ und $Al_2(SiO_4)_6Mg_2$ mit $\overset{I}{R}$ = H, K, nur in geringem Betrage Na, auch MgOH, AlO, selten Li; Al und Mg werden oft in beträchtlichem Maße durch $\overset{III}{Fe}$ und $\overset{II}{Fe}$ vertreten.

Morph.: Vorwiegend idiomorph in den Eruptivgesteinen mit c (001), b (010), M (221), o (112), m ($\bar{1}11$), r ($\bar{1}01$). Zwillinge häufig. — Allotriomorphe Blättchen und Fetzen in den krystallinen Schiefern. — Runde und elliptische Blätter in den Hornfelsen. — Blättrige Aggregate.

Koh.: Siehe S. 252. — H. = 2.5—3. — Sp. G. = 2.8—3.2.

Opt.: b = $\mathfrak{b}$; es sind Glimmer zweiter Art. — Neigung von $\mathfrak{a}$ zur Normalen auf c (001) meistens sehr klein. — 2E meistens sehr klein, oft Null. Sehr schwache Dispersion $\varrho < v$, auch $\varrho > v$, wie es scheint. — Pleochroismus stark; Absorption $\mathfrak{c} \gtrless \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Farben dunkel, selten blond. — $\mathfrak{c}$ und $\mathfrak{b}$ tiefbraun, rotbraun, tiefgrün bis schwarz, $\mathfrak{a}$ hellgelb bis rot, hellgrün.

Die meistens nicht erkennbare Schiefe der negativen Bisektricen, also auch der Auslöschung gegen die Spaltrisse steigt bei den Biotiten der Alkaligesteine, selten bei solchen der Kalkalkaligesteine auf mehrere Grade. So fand sie O. Mügge (19) an Biotiten der Azorentrachyte zu 4°, G. Lattermann an denen des Andesits von Repistye zu 3° 15′, von Volcano zu 3° 30′, an Biotiten des Ditroits von Ditro zu 5°, an den braunroten Biotiten des Katzenbuckels zu 8° 40′. — 2E der gesteinsbildenden Biotite übersteigt selten 20°, geht indessen gelegentlich über die von G. Tschermak (2) gezogene obere Grenze von 56° noch hinaus. G. Lattermann fand $2E = 62°$ an Biotiten des Katzenbuckels, $2E = 72° 30'$ an denen des Glimmerandesits von Repistye bei Schemnitz. — Merkliche Auslöschungsschiefe scheint an großes 2E gebunden zu sein. Sehr kleines 2E kommt bei hellen und bei sehr tiefgefärbten Biotiten vor; großes 2E findet sich nur bei tiefgefärbten. — Auch deutlicher Unterschied der nach b und der nach c schwingenden Wellen ist an größere Winkel der optischen Axen gebunden.

Reakt.: Biotite geben im Kölbchen etwas Wasser, schmelzen um so leichter, je eisenreicher sie sind. Sie werden von Schwefelsäure und die eisenreichen auch von Salzsäure zersetzt unter Ausscheidung des $SiO_2$ in Form von Schüppchen.

Diagn.: Von den reinen Alkaliglimmern unterscheidet den Biotit die Farbe, der Pleochroismus, das kleine 2V, die Lage der Axenebene und das Verhalten gegen Säure, vom Anomit die symmetrische Lage der Axenebene, von dem dunklen Lithionit der Mangel der Li-Reaktion.

Vork. Als Biotite sind hier die von G. Tschermak (2) als Meroxen und Lepidomelan getrennten Arten der dunklen Glimmer zusammengefaßt unter Ausschließung der Lithionite, Anomite und Phlogopite. Die Dimensionen der Biotite sinken bis zum Mikrolithischen hinab, doch scheinen Wachstumsformen und Skelettbildungen in den Gesteinen nicht vorzukommen.

Zonare Struktur oder isomorphe Schichtung ist bei den dunklen Glimmern der Biotit- und Phlogopitreihe nicht selten; dabei läßt sich deutlich erkennen, daß der Wachstumsfortschritt bald den Randflächen parallel geht, bald der Basis folgt. Im ersten Falle bilden die Wachstumsstreifen konzentrische Hexagone, im zweiten parallele Linien. — Nach ganz den gleichen Richtungen vollziehen sich die parallelen Verwachsungen verschiedener Glimmerarten (Biotit und Muscovit) miteinander, welche in den Graniten weit verbreitet sind. Bald umhüllt der Muscovit den Biotit mantelförmig, bald über- und unterlagert er ihn nur, aber stets liegt der Biotit innen, der Muscovit außen. — Außer der vollkommen parallelen Verwachsung kommt auch eine zwillingsartige Verwachsung vor, wobei die eine Art gegen die andere so gedreht erscheint, daß ihre Symmetrieebenen um 60° verwendet sind. Solche Verwachsungen konstatierte v. Lasaulx (20) zwischen Muscovit und Biotit von Middletown in Connecticut, R. Scharizer (13) für Muscovit und Lepidomelan, sowie für Muscovit und Lepidolith von Schüttenhofen in Böhmen.

Chemische Korrosionen finden sich vorwiegend an den älteren Einsprenglingen der Biotitreihe in porphyrischen Gang- und Ergußgesteinen und auch hier am häufigsten in einer Form, die mehr eine randliche Umwandlung darstellt und S. 258 besprochen werden wird. Mechanische Deformationen (Knickungen und Verschiebungen nach den Gleitflächen, Biegungen der Krystalle und Auswalzungen derselben) sind an allen Glimmerarten häufig auftretende Erscheinungen. Knickungen und Verschiebungen nach den Gleitflächen finden sich besonders an den Einsprenglingen der porphyrischen Eruptivgesteine (Bd. I. 1, Taf. XII, Fig. 6); auf den Gleitflächen sind dann gern Infiltrationsprodukte (Eisenerze und Karbonate) abgelagert. Verschiebungen der einzelnen Blättchen eines Krystalls nach der Hauptspaltfläche, welche bis zu vollständigem Auswalzen desselben zu lose gereihten, stark in einer Richtung verlängerten Schuppen führen kann, trifft man besonders in den granitischen Gesteinen stark gefalteter Gebirge und in den krystallinen Schiefern.

Der Biotit tritt gleichmäßig verbreitet in den massigen Gesteinen, wie in den

krystallinen Schiefern auf und gehört zu den charakteristischen Neubildungen in gewissen Kontaktgesteinen. Im Bereich der eruptiven Gesteine gehört er zu den älteren Ausscheidungen und seine Bildung folgt unmittelbar derjenigen der Erze, des Zirkons und Apatits, welche Mineralien mit Vorliebe als Einschlüsse in dem Biotit auftreten. Ebenso finden sich allenthalben, wenn auch nicht gerade häufig, Flüssigkeitseinschlüsse. Im Dünnschliff allerdings pflegt man dieselben nicht zu gewahren, da sie bei der Operation des Schleifens zumeist entweichen; dagegen trifft man sie bei aufmerksamer Beobachtung in lose abgehobenen Spaltblättchen öfter, als man bei der vollkommenen Spaltbarkeit des Minerals erwarten sollte. Dieser frühen Entstehung entspricht auch die stets mehr oder weniger idiomorphe Begrenzung. In allen Eruptivgesteinen kommen Zwillinge vor, die allerdings zumeist nur am Pleochroismus und an den Interferenzfarben sowie an gewissen Störungen der Interferenzbilder im konvergenten Lichte bemerkbar werden. Wo die Interferenzfigur deutlich zweiaxig ist, da sieht man oft, daß die Axenringe in Hälften zerfallen, welche nicht genau aufeinander passen, eine Erscheinung, welche von M. Bauer durch Überlagerung eines Krystalls durch ein dünnes, um 60° dagegen verwendetes, also in Zwillingsstellung befindliches Blättchen nachgeahmt wurde.

Der Biotit der älteren körnigen Massengesteine umschließt gelegentlich in großer Menge Rutilnadeln und Sagenitgewebe; diese sind in manchen Fällen (Glimmerdiorit vom Lippenhof bei Kirnach im Schwarzwalde) nach G. H. Williams (21) zweifellos primäre Einlagerungen, in anderen Fällen (in vielen Minetten, fast allen Kersantiten und vielen Dioriten) nach F. Zirkel (22), E. Kalkowsky (23), A. Sauer (24), Ch. W. Cross (25), F. Becke (26), Hj. Gylling (27) u. a. wahrscheinlich sekundär, da sie nur in den nicht frischen Biotitblättchen auftreten, den vollkommen frischen fehlen. Sie deuten einen Titangehalt des frischen Biotits an. Die primären, wie die sekundären Rutilnadeln liegen nur selten ganz regellos, sehr oft in drei Systemen, die sich unter 60° schneiden und den Strahlen der Druckfigur parallel gehen (Bd. I. 2, Taf. VIII, Fig 4). Ausnahmsweise findet man auch einzeln Nadeln des Rutils parallel den Strahlen der Schlagfigur und zwar fast stets parallel dem Leitstrahl gelagert.

In den porphyrischen Gesteinen tritt der Biotit gewöhnlich nur in einer älteren Generation auf, seltener wiederholt sich die Biotitbildung in einer zweiten Generation als Gemengteil der Grundmasse. Wo nun in den wechselnden Perioden der Gesteinsentwicklung der ältere Biotit der magmatischen Korrosion ausgesetzt war, umgibt er sich, ebenso wie die basaltische Hornblende (S. 238), mit einem dunklen Rande, dem sog. Opacitrande, der aus einem Gemenge von Magnetit und Augit besteht. Dieser Rand ist um so ausgeprägter, je mehr die Grundmasse holokrystallin sich entwickeln konnte, fehlt dagegen in den Gesteinen mit glasiger Basis, weil hier die Verfestigung sich vollzog, ehe Zustände eintreten konnten, welche die Existenz des Biotits gefährdeten. Glaseinschlüsse pflegen in den Biotiten nicht wahrnehmbar zu sein.

In regelmäßiger Verwachsung findet sich der Biotit der Eruptivgesteine mit basaltischer und gemeiner Hornblende und mit Augit; die Basisfläche des Biotits fällt alsdann zusammen mit den Spaltflächen jener Mineralien, so in Graniten, Syeniten, Dioriten, Trachyten, Andesiten usf. Mit Kaliglimmer verwachsen erscheint er nur in den Graniten, Gneißen und Glimmerschiefern.

Der Biotit der krystallinen Schiefer ist im allgemeinen nicht idiomorph, sondern bildet unregelmäßig begrenzte, gern in der Richtung der Schieferung oder Flaserung ausgezogene Lappen und Blättchen. Er besitzt im übrigen die Eigenschaften des Biotits der massigen Gesteine. Hervorzuheben ist die häufige Verwachsung mit Muscovit und Paragonit, die ihn vollkommen umranden oder nur in der Richtung der Flaserung sich an ihn heften. Auch die Rutilinterpositionen der körnigen Massengesteine kommen vor. Phänomene der chemischen Korrosion fehlen gänzlich, solche der mechanischen Deformation sind überaus verbreitet. Die Farbe ist meistens braun, wie bei den Massengesteinen, doch kommen grüne Farben nicht allzu selten vor, zumal neben grünem Amphibol, während grüner Biotit in den porphyrischen Massengesteinen anscheinend nie, in den körnigen sehr selten und fast ausschließlich in denen der foyaitischen Magmen auftritt.

Der Biotit, welcher zu den bezeichnendsten Mineralien der Hornfelse in der Granitkontaktzone gehört, bildet rundliche bis zackige Blättchen von höchst charakteristischer schokoladebrauner Farbe; nur an wenigen Lokalitäten ist er grün und dann gewöhnlich schwach pleochroitisch.

Verwitterung. Die Biotite sind verhältnismäßig leicht sich zersetzende Mineralien. Unter der Einwirkung der natürlichen Reagentien tritt anfangs eine Umänderung der braunen Farbe in Grün ein, ohne daß dabei die optischen Eigenschaften verloren gingen; nur die Elastizität der Blättchen verliert sich. In einem weiteren Stadium blaßt die grüne Farbe mehr und mehr ab, bis der Glimmer vollständig gebleicht ist. Dieser Vorgang, der wesentlich eine Auslaugung des Eisengehaltes zu sein scheint, beginnt von der Peripherie aus und schreitet von da auf den Blätterdurchgängen oft sehr unregelmäßig fort. Nach einer Untersuchung von Eb. Zschimmer (28) am Biotit des Granits vom Schneidemüllerskopfe bei Ilmenau trat zu der Abnahme des Eisens ein Ersatz des K durch H in beträchtlichem Maße hinzu. Dabei sank das sp. G. von 3.09 auf 2.78, $\alpha$ von 1.590 auf 1.577, $\gamma - \alpha$ von 0.041 auf 0.029. Axenwinkel und Lage der Axenebene erwiesen sich in verschiedenen Stadien des Vorganges als verschieden. — In anderen Fällen wird der Biotit in grünen Chlorit umgewandelt, die starke Doppelbrechung nimmt rasch ab, die deutliche Blätterstruktur macht einer schuppig-fasrigen Platz, derzufolge mit diesem Vorgange sehr oft eine randliche Ausfaserung und Aufblätterung des Biotits verbunden ist (Bd. I. 2, Taf. VIII, Fig. 5). Gleichzeitig scheiden sich dann gern zwischen den Blättern des Biotits linsenförmige Massen von Karbonaten, die mit Quarz und Eisenerzen gemengt sind, ab; oder aber statt der Karbonate und des Quarzes tritt unter den gleichen Verhältnissen Epidot auf. Bei weiterem Fortschreiten dieses Vorganges wird der Biotit vollständig zu einem Gemenge von Karbonaten oder Epidot mit Eisenerzen und Quarz pseudomorphosiert. — Eine Umwandlung des Biotits in Eisenglanz beschreibt O. Herrmann (58) aus dem Lausitzer Granitit von Schluckenau.

Barytbiotit nannte A. Knop (49) einen fast einaxigen, 7 % BaO haltenden silberglänzenden Glimmer, der den körnigen Kalk von Schelingen im Kaiserstuhl durchschwärmt. Die hexagonalen Tafeln desselben erscheinen durch die Tafelflächen grün, senkrecht dazu rotbraun.

Als Rubellan hat Breithaupt rot- bis rostbraune, mehr oder weniger stark mit Eisenocker und Eisenglanz durchsetzte vulkanische Biotite bezeichnet, welche einschlußartig in Tuffen und Laven des Laacher Sees und des böhmischen Mittelgebirges verbreitet sind. Der Name ist später auf ähnlich aussehende, z. T. auch durch Ausscheidung von Eisenoxyd gefärbte, nicht mehr elastisch biegsame Biotite älterer Eruptivgesteine angewendet worden. Die inneren Lamellen der Rubellane besitzen oft noch die Eigenschaften der unzersetzten, eisenreichen Biotite. Eine mikroskopische und chemische Untersuchung der Rubellane des Laacher Sees und von Schima hat M. U. Hollrung (35) geliefert.

## Anomit.

Als Anomite sind hier diejenigen gesteinsbildenden Biotite beschrieben, welche sich vom Meroxen und Lepidomelan dadurch unterscheiden, daß die Ebene der optischen Axe nicht parallel dem Leitstrahl ist, also nicht in der Symmetrieebene liegt, sondern dazu senkrecht. Form und Pleochroismus sind dieselben wie bei den Biotiten; auch die Zwillingsbildung, die hier besonders häufig vorkommt, ist dieselbe. Die Neigung der Bisektrix a zur Normalen auf oP ist im allgemeinen größer, als Tschermak das für die von ihm allein als Anomite bezeichneten Glimmer von Greenwood Furnace und vom Baikalsee fand. Dieselbe erreicht bis zu 4° und erleichtert außerordentlich die Erkennung der Zwillinge in Längsschnitten. Der Winkel der optischen Axen ist klein, etwa 10°, erreicht aber in manchen Vorkommnissen 25° und mehr. Ebenso fand Tschermak die Dispersion $\varrho > v$, während bei den gesteinsbildenden Anomiten dieselbe häufiger $\varrho < v$ ist. Es sind also hier unter Anomit auch solche Glimmer der

zweiten Art aufgeführt, welche nicht mit dem Anomit Tschermaks direkt vereinigt werden können. Zu dieser vorläufigen Vereinigung nötigt jedoch der Mangel an chemischen Untersuchungen an den gesteinsbildenden dunklen Glimmern der Biotitreihe mit normalsymmetrischer Axenlage.

Fr. Becke (29) fand den Anomit als Gemengteil eines Quarzdioritporphyrits von Steinegg in Niederösterreich in zonar struierten Krystallen; das Zentrum von hellgrünlichbrauner Farbe wird von einer dunkelbraunen Schale umgeben, die sich anscheinend einaxig verhält. Danach würde der negative Axenwinkel mit dem Eisengehalt bei den Anomiten abnehmen, was auch Tschermak an den zitierten Vorkommnissen fand. — Als Neubildung in einem umgewandelten Olivinfels, welcher lagerartig im Dioritschiefer auftritt, fand ihn Fr. Becke (30) bei Dürnstein in Niederösterreich. Die Farbe ist rotbraun, $2E = 18° 54'$. — Fr. Eichstädt (31) erkannte ihn in großen Blättern in einem von Törnebohm als Melilithbasalt beschriebenen Alnöit von Alnö; derselbe ist gleichfalls rotbraun, $2E = 8°—10°$. Auch G. Lattermann (persönl. Mitteil.) bestimmte den tombackbraunen Glimmer eines Alnöits von Kåtan auf Alnö als Anomit mit schwankendem Axenwinkel ($2E = 0°—25°$) und einer mit dem Axenwinkel in gleichem Verhältnis zunehmenden Auslöschungsschiefe. Die Dispersion war $\varrho < v$, wie bei den Biotiten. Dagegen erwies sich ihm ein durchaus ähnlicher Glimmer aus demselben Gestein des Fundortes Stornäset auf Alnö als Biotit. Auch sonst fand derselbe Anomit und Biotit nebeneinander in demselben Gestein, so z. B. im Kersantit von Michaelstein bei Blankenburg a. H. ($2E = 10°—22°$), im Glimmerandesit von Repistye bei Schemnitz ($2E = 10°—40°$), in den Nephelingesteinen des Katzenbuckels ($2E = 40°$ etwa). Die Dispersion ist allenthalben diejenige der Biotite $\varrho < v$; die Absorption bald $\mathfrak{b} > \mathfrak{c}$, bald $\mathfrak{c} > \mathfrak{b}$, stets $\mathfrak{a} < \mathfrak{c}$ und $\mathfrak{b}$. Dieses Zusammenauftreten von Anomit und Biotit in demselben Gestein konstatierte auch J. Francis Williams (32) an dem Trachyt des Monte Amiata; für beide war $\varrho < v$. — Auch F. Fouqué (33) fand Anomit neben Biotit in den Trachyten des Mont Dore und des Cantal, so bei Cliergue und Morange am Sancy, Lusclade bei Bourboule, Croizet bei Thiésac und Le Lioran. In kochender Salzsäure wurde der im frischen Zustand braune Anomit erst grünlich, dann farblos, 2E sank dabei von 68° auf 0°, $\gamma - \alpha$ auf 0.004—0.003. Die Lösung enthielt reichlich $FeCl_2$ und $MgCl_2$. — Daß schon Des Cloizeaux Anomite mit $\varrho < v$ kannte, zeigte J. Strüver (34) gelegentlich seiner Untersuchung über die Glimmer aus den Tuffen und Bomben der Gegend von Rom. In diesen rotbraunen Glimmern mit $2E = 60°$ etwa erwiesen sich die einzelnen Spaltblättchen bald als Anomit, bald als Meroxen bei gleicher Farbe, gleichem 2E und gleichem $\varrho < v$. Bei den Anomitspaltblättchen wurde die parallel der X-Axe, bei den Meroxenspaltblättchen die parallel der Y-Axe schwingende Welle, also immer die nach der mittleren Elastizität schwingende am stärksten absorbiert. Die Meroxene herrschten vor. In einem Krystall fanden sich sogar Anomit- und Meroxenblättchen, beide mit kleinem 2E, schwachem Pleochroismus auf der Basis, konstantem $\varrho < v$, gleicher Farbe, gleicher Orientierung der Spaltung, der Schlag- und Druckfigur in drei Zwillingsstellungen übereinander geschichtet, so daß je ein Anomit- mit einem Meroxenblättchen parallel lag und die optischen Axenebenen also sechs verschiedene, um je 30° differierende Orientierungen zeigten. — N. V. Ussing meint, daß auch der mit dem Sapphirin bei Fiskernäs in Grönland vergesellschaftete Glimmer wahrscheinlich Anomit sei. — Sicher gehört zu den Anomiten der Glimmer in dem Verit Osanns mit $\mathfrak{a}$ fast farblos, $\mathfrak{b}$ hellbräunlich, $\mathfrak{c}$ kanariengelb und $\mathfrak{b} > \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$. Die Farbe der gesteinsbildenden Anomite ist stets braun oder rotbraun, nie eigentlich grün. Auch sind die Anomite der Gesteine etwas spröde, so daß es schwer hält, Blättchen von gleicher Dicke bei einiger Oberflächenausdehnung zu erhalten.

## Lithionit.

Chem.: Lithionite, Zinnwaldite oder Lithioneisenglimmer sind isomorphe Mischungen von $Al(SiO_4)_3Fe_3\overset{I}{R}_3$ mit $Al(SiO_4)_3\overset{I}{R}_3$

und $Al(SiO_4)_3Al_2\overset{I}{R}_3$, worin $\overset{I}{R}$ neben K durch reichliches Li und wechselnde aber nicht unbeträchtliche Mengen von einwertigen F-haltigen Radikalen, die Orthokieselsäure z. T. durch die Trikieselsäure vertreten ist.

Morph. und Koh. wesentlich, wie bei Biotit. — Sp. G. bis zu 3.2 ansteigend mit dem Fe-Gehalt.

Opt.: Farbe wechselnd von graulichweiß und hellblond bis zu dunkelbraun und schwarz (Rabenglimmer) im auffallenden, von farblos, hellgelblich bis tiefrotbraun im durchfallenden Licht. Optische Axenebene in der Symmetrieebene; die Schiefe der negativen Bisektrix zur Normalen auf c (001) von unmerklicher Größe bei den tiefgefärbten bis zu 3° und 4° bei den hellgefärbten Vorkommnissen anwachsend. — 2V schwankend von etwa 10° bis über 60°. Dispersion schwach $\varrho > v$. — Pleochroismus stark bei den dunkel gefärbten Typen mit der Absorption $c > b > a$, wobei c und b dunkelbraun, a gelbbraun bis rötlich, bei den helleren c und b bräunlichgrau, a fast farblos.

Diagn.: Die Flammenreaktion auf Li dient zur Unterscheidung von allen Glimmern II. Art; die symmetrische Axenlage trennt den Lithionit vom Lepidolith.

Vork. Auf die weite Verbreitung der Lithionite in den Topas- und Zinnerzführenden Graniten und Greisen des Erzgebirges, des Fichtelgebirges, des zentralen Frankreichs und von Cornwallis aufmerksam gemacht zu haben, ist ein Verdienst Fr. Sandbergers. Als Einschlüsse in diesen Lithioniten sind Rutil, Cassiterit, Zirkon und Topas, sie alle oft von pleochroitischen Höfen umgeben, nicht selten. — Ebenso ist der Lithionit ein häufiger Glimmer in den Alkaligraniten. — Zu den Lithioniten gehört der Kryophyllit Cookes (36) aus den Alkaligraniten von Rockport in Massaschusetts und der Polylithionit Lorenzens (37) aus den Eläolithsyeniten von Kangerdluarsuk.

## Phlogopit.

Phlogopite heißen die Fe-armen Glimmer II Art, also mit symmetrischer Lage der Ebene der optischen Axen, mit kleinem bis sehr kleinem 2V, mit etwa 2°—4° Schiefe der negativen spitzen Bisektrix zur Normalen auf c (001), welche wesentlich das Molekül $Al(SiO_4)_3Mg_3\overset{I}{R}_3$ enthalten mit MgF und MgOH neben Alkalien als einwertigen Gruppen. — Der Phlogopit scheint wesentlich auf den körnigen Kalk der krystallinen Schieferformation beschränkt, in welchem er Krystalle und Blätter bildet. Er wird farblos bis gelblich oder grünlich, selten bräunlichgelb durchsichtig; sein Pleochroismus ist gering, die Absorption $c > b > a$. Dispersion $\varrho < v$, wie bei Biotit.

Bekannt ist der Reichtum an Einschlüssen in den großen Phlogopiten der kanadischen Vorkommnisse, sowie denjenigen der Vereinigten Staaten. Neben Quarz und Granat in ganz flachen Täfelchen findet sich Eisenglanz besonders häufig in undurchsichtigen oder rot bis gelb und graugelb durchsichtigen, überaus dünnen Blättchen, die nach den Strahlen der Druckfigur langgezogen und denselben parallel geordnet sind. An anderen Orten beherbergt er zwischen seinen Blättchen Turmalinkryställchen, die in derselben Weise nach drei sich unter 60° schneidenden Winkeln in Reihen liegen, und farblose Blättchen einer unbekannten Substanz von geringer Lichtbrechung und sehr hoher Doppelbrechung. Alle diese Interpositionen bedingen oft einen schönen Asterismus. Statt oder neben Turmalin tritt auch Rutil in derselben Anordnung und mit der gleichen

Wirkung auf. Oft liegen diese Einschlüsse auch in drei weniger ausgeprägten Systemen parallel den Strahlen der Schlagfigur und erzeugen so drei weitere Lichtstreifen. G. Rose (38), F. Sandberger (39), A. Cathrein (40), A. Lacroix (41) u. a. beschrieben diese Einschlüsse.

Als Gemengteil von Eruptivgesteinen beschrieb den Phlogopit zuerst Ch. W. Cross (42) aus den Wyomingiten und Madupiten der Leucite Hills in Wyoming, mit $2E = 35°$ etwa, einer Neigung der negativen Bisektrix gegen die Normale auf c (001) von 3° und schwachem Pleochroismus zwischen blaß lachsrot und blaßgelb. Auch der Glimmer des Euktolith scheint zum Phlogopit zu gehören.

Natronphlogopit nennt G. Weinschenk (59) einen in wenig gut begrenzten Krystallen ausgebildeten farblosen Glimmer aus den silurischen Kalksteinen in der Nähe der steirischen Graphitlagerstätten, der außer der basalen Spaltbarkeit auch eine prismatische zeigt. 2V klein, die negative Bisektrix sehr annähernd senkrecht auf (001). Zwillinge nach dem Glimmergesetz häufig. Sp. G. = 2.84. Chem. Zus. $SiO_2$ 44.74, $Al_2O_3$ 30.63, $Fe_2O_3$ 2.59, MgO 5.92, CaO 1.58, $K_2O$ 2.32, $Na_2O$ 6.09, $H_2O$ 5.85, Sa 99.72.

Die Phlogopite wandeln sich in fasrig-schuppige Massen um, die vorwiegend aus Talk zu bestehen scheinen. Dabei tritt nicht selten Rutil als Neubildung auf und deutet auf einen ursprünglichen Titangehalt des Glimmers.

## Die Alkaliglimmer

umfassen den Muscovit, den Lepidolith und den Paragonit. Sie sind s. Anmerkung S. 254 abgesehen von den wenigen Ausnahmen, sämtlich Glimmer der ersten Art mit normalsymmetrischer Lage der optischen Axenebene. Hellfarbig bis farblos. Dispersion $\varrho > v$. Sp. G. = 2.8—2.9.

### Muscovit.

Chem.: $Al(SiO_4)_3KH_2Al_2$, mit Vertretung von $H_4SiO_4$ durch $H_4Si_3O_8$ in den Phengit genannten Abarten.

Morph.: c = oP (001), b = ∞P∞ (010), M = —2P (221), m = P ($\bar{1}11$), selten Klinodomen, wie e = $\frac{1}{3}$P∞ (023) und steilere. Zwillinge nach dem Tschermakschen Gesetz. — Idiomorphe Ausbildung selten. Gewöhnlich Blätter und parallelblättrige oder rosettenförmige Aggregate. Schüppchen und schuppige bis dichte Aggregate.

Koh.: Siehe S. 252.

Opt.: Glasglanz ins Perlmutterartige, bei den feinschuppigen Varietäten oft seidenartig. Farblos, hellgrau, hellgelb, hellgrün, hellviolett, selten rötlich bis bräunlich. Im durchfallenden Licht mehr oder weniger farblos. Pleochroismus fehlt oder ist doch sehr schwach, die Absorption in Querschnitten deutlich stärker für die Schwingungen nach b und c, als für die nach a. Axenebene senkrecht zu b (010), Schiefe der Bisektrix gegen die Normale zur Basis nicht merklich, von 0°.5 bis kaum 2° im spitzen Winkel $\beta$. — Brechungsexponenten und Doppelbrechung siehe S. 254. 2E groß zwischen 60° und 76° etwa. $\varrho > v$. Nach G. Tschermak ist am Muscovit von Bengalen

$2E_{rot} = 69° 12'$, $2E_{gelb} = 68° 54'$, $2E_{grün} = 68° 30'$, $2E_{blau} = 67° 54'$.

Bei Phengiten sinkt 2E auf 50° herab und in den dichten Abarten der

Muscovite auf noch beträchtlich niederere Werte[1]) (25°—30°), vielleicht infolge eines anderen Verhältnisses von H zu K. — Muscovite mit $2E = 0°$ kommen in den Kalksilikatfelsen vor.

Reakt.: Sehr schwer und nur an dünnen Kanten zu grauem oder gelblichem Glase schmelzbar. — Von Salzsäure und Schwefelsäure nicht angegriffen.

Diagn.: Von den biotitischen Glimmern durch die Lage der optischen Axen, von Lepidolith und Paragonit durch die Flammenfärbung und die Behandlung mit HF, welche fast nur Kryställchen von $K_2SiF_6$ und wenige von $Na_2SiF_6$ liefert, unterschieden. Vom Talk trennt ihn der große Axenwinkel und, wenn nötig, die Reaktion mit HF oder mit Kobaltsolution.

Vork. In der Reihe der Eruptivgesteine tritt der Muscovit nur in den eigentlichen Graniten im engeren Sinne, und hier mit Vorliebe in den miarolitischen Drusen auf, so daß seine Bildung wahrscheinlich in die pneumatolytische Periode der Gesteinsbildung gehört. Dagegen spielt der Kaliglimmer in den Gesteinen der krystallinen Schieferformation, sowie in der Phyllitformation und den regionalmetamorphen Gliedern der Sedimentformationen eine hervorragende Rolle. Man unterscheidet wohl die großblättrigen Vorkommnisse der Granite, Gneisse und Glimmerschiefer als Muscovite im engeren Sinne von den mehr mikroskopischen oder doch feinblättrigen bis schuppigen und dichten, sich talkähnlich fettig anfühlenden Sericiten der Phyllite, Porphyroide und Tonschiefer. Der Sericit, dessen Identität mit Muscovit H. Laspeyres (43) dartat, dessen weite Verbreitung in metamorphen Schiefern K. A. Lossen (44) und dessen häufige Bildung bei der Entstehung gewisser Erzgänge im sog. Weißen Gebirge A. von Groddeck (45) erwies, erscheint in randlich unregelmäßig begrenzten Blättchen von sehr geringer Dicke, die gern zu schmalen und langen Leisten ausgezogen sind. Zufolge ihrer Entstehung bei gebirgsbildenden Vorgängen sind die Blättchen oft gewunden und tordiert und dabei spiralig oder rosettenartig um eine Längsaxe geordnet. Alle Schnitte durch solche Aggregate zeigen dann die Spaltrisse in Form schwacher Kurven, nicht geradlinig und erwecken dadurch den Eindruck, daß die Struktur eine fasrige, nicht eine blättrige sei. Ja bei starker Verbiegung und Auswalzung der sericithaltigen Gesteine erscheint die Struktur geradezu filzig-fasrig und dennoch ist sie stets eine schuppig-blättrige. — Höchst charakteristisch ist die vollkommene Frische der Muscovite und Sericite, welche von den Atmosphärilien anscheinend durchaus nicht angegriffen werden.

Muscovit und Sericit sind neben dem Feldspat und Quarz die am meisten charakteristischen Mineralien der dynamometamorphen Gesteinsbildung und entstehen ganz gleichmäßig aus echten Sedimenten (Tonschiefern und Grauwackeschiefern) und aus Eruptivgesteinen und deren Tuffen. Ebenso erscheinen sie in den Kontakthöfen der Tiefengesteine und der Diabase allverbreitet. — Die Mannigfaltigkeit der Bildungsverhältnisse des Muscovits zeigt sich auch in der weiten Verbreitung dieses Minerals in den Pseudomorphosen nach Feldspat, Nephelin, Leucit, Skapolith, Andalusit, Topas, Cordierit, Beryll, Korund usw.

Damourit und Onkosin sind ebenfalls kleinblättrige bis dichte Muscovite, die wie der Sericit einen talkartigen Habitus besitzen.

Fuchsit nennt man Muscovit, in dem $Cr_2O_3$ bis zu 4% an die Stelle von $Al_2O_3$ tritt. Er ist mit grüner Farbe durchsichtig, in grünen, gelbgrünen und blaugrünen Tönen pleochroitisch, $2E = 68°—70°$ mit $\varrho > v$. Der Fuchsit tritt in manchen Glimmerquarziten, Glimmerschiefern und spurenweise in Gneißen, gelegentlich auch in körnigen Dolomiten auf. F. Sandberger (48) erwähnte ihn schon früh aus der Schweiz

[1]) C. Schmidt (46) fand im Adulagneiß grünen pleochroitischen Phengit, welcher einaxig erschien, beim Erhitzen zweiaxig und beim Abkühlen wieder einaxig wurde. Wülfing analysierte ihn.

und dem Spessart, Gorceix (47) beschreibt ihn aus Quarziten von Ouro Preto, Minas Geraes.

Margarodit ist ein Na-reicher Muscovit, der vielfach in krystallinen Schiefern vorkommt.

---

Leverrierit ($SiO_2$ 49.90, $Al_2O_3$ 37.02, $Fe_2O_3$ 3.65, MgO 0.30, CaO Spur, $K_2O$ 1.13, Glühverlust 8.64, Sa. 100.65) nannte P. Termier (47) ein sericitähnliches Mineral. Kleine pseudohexagonale, oft helminthartige Prismen von 1—4 mm Länge, 0.3—0.7 mm Durchmesser. Zwillinge nach m (110) in Berührung oder Penetration, auch nach anderen Gesetzen. — H. = 1.5. — Sp. G. = 2.6. — Spaltung nach c (001). Auf c (001) senkrecht die negative Bisektrix eines $2V = 0°$ bis $50°$, wechselnd selbst in einem und demselben Blättchen, meistens scheinbar einaxig. $\alpha = 1.554$, $\beta = 1.582$, $\gamma = \beta$ nahezu. $\gamma - \alpha = 0.028$. Farblos bis bräunlich, schwach pleochroitisch mit b dunkelbraun, c hellbraun, a farblos. — Gern verwachsen mit dunklem Glimmer. Im Kohleschiefer von Rive de Gier und aus dem Dep. du Gard zusammen mit Quarz, Biotit und kolloidaler Tonerde. Identisch mit dem Leverrierit wäre nach Termier der vom D. Stur Bacillarites genannte Körper.

## Lepidolith.

Chem.: $Al(SiO_4)_3Al_2KLiH +$ $Al(Si_3O_8)_3K_3Li_3(AlF_2)_3$: oft mit Beimengung des Muscovitmoleküls.

Morph.: Krystalle nicht bekannt. Sechsseitige oder unregelmäßige Blätter und blättrige Aggregate. Zwillinge, wie bei Muscovit.

Koh.: Siehe S. 252. Sp. G. = 2.8—2.9.

Opt.: Perlmutterglanz. Farblos, oft pfirsichblütrot oder rosenrot, selten grünlich oder bläulich, farblos bis hellrosa durchsichtig. — Lichtbrechung schwach, negative Doppelbrechung stark. Ebene der optischen Axen meist senkrecht zu b (010), bisweilen in b (010), so bei Schüttenhofen nach Scharizer (s. S. 254, Anmerkung) und bei Penig nach M. Bauer (51). — Schiefe der negativen Bisektrix zur Normalen auf c (001) bis 1°.5. — R. Scharizer (13) fand nach der Chaulnesschen Methode für Lepidolith von Schüttenhofen $\beta = 1.5975$, $\gamma = 1.6047$, 2E schwankend von 32° etwa bis zu 84°. Dispersion wird zu $\varrho > v$ und umgekehrt angegeben. G. Tschermak (51) maß am Lepidolith von Haddam $2E = 77° 10'$ (rot), $76° 51'$ (Na), $76° 34'$ (grün). Nach H. Baumhauer (60) gibt es auch Lepidolithe mit sehr kleinen 2V.

Diagn.: Die Unterscheidung vom Muscovit und Paragonit ergibt die Flammenfärbung durch Li (cf. Bd. I. 1, S. 256).

Vork. Lepidolith tritt in ziemlicher Verbreitung auf Pegmatit- und Granitgängen auf, so bei Rožna in Mähren im Gneiß, Schüttenhofen in Böhmen, im Thüringer Wald, bei Limbach unfern Penig und bei Wolkenburg im sächsischen Granulit, besonders gern in Gesellschaft von Turmalin, Topas und Albit, seltener in den Graniten selbst, wie bei Baveno und bei Striegau spärlich. Parallelverwachsung mit Muscovit wurde mehrfach beobachtet. — Über gesetzmäßige Verwachsungen von Lepidolith und Muscovit in den Pegmatiten von Haddam-Neck in Connecticut machte H. C. Bowman (61) interessante Mitteilungen.

## Paragonit.

Chem.: $Al(SiO_4)_3Al_2NaH_2$.

Morph.: Blätter, blättrige und schuppige Aggregate, auch dicht.

Koh.: Siehe S. 252. Sp. G. = 2.8—2.9.

Opt.: Perlmutterglänzend, in dichten Aggregaten schimmernd. — Farblos, grauweiß, grünlich, gelblich. Farblos durchsichtig — Ebene der optischen Axen normalsymmetrisch, anscheinend senkrecht auf c (001). — $2E = 70^0$ etwa, Dispersion $\varrho > v$. — Ohne Pleochroismus, Absorption wie bei Muscovit.

Reakt.: V. d. L. fast unschmelzbar. Von Säuren nicht angegriffen.

Diagn.: Von Muscovit und Lepidolith nur auf chemischem Wege zu unterscheiden. Vom Talk ebenso und durch den großen Axenwinkel.

Vork. Bisher nur in krystallinen Schiefern nachgewiesen, so am Südabhang des St. Gotthard als das Muttergestein der Disthene und Staurolithe von Monte Campione, auf Syra als Einlagerung im Glimmerschiefer, talkähnlich dicht im Kalkschiefer der Gegend von Ivrea in Piemont, sog. Cossait, in Chlorit- und Glimmerschiefern des Distriktes von Nishne Issatsk in Rußland nach A. Arzruni (52), auch in Verbindung mit Smirgel und wohl als Pseudomorphose nach diesem am Ochsenkopfe bei Schwarzenberg im Erzgebirge.

Literatur. (1) Amer. Journ. **38**. 1889. 384. — (2) S. W. A. **59**. 1869. Mai; **76**. 1877 und **78**. 1878; auch Z. X. **2**. 1878. 14 und **3**. 1879. 122. — (3) Pogg. Ann. **130**. 1869. 130 und 632. — (4) Pogg. Ann. **138**. 1869. 337 und Z. D. G. G. **28**. 1874. 137. — (5) G. F. i Stockholm Förhdl. **10**. 1888. 113. — (6) Phys. med. Ges. Würzburg. Sitzber. **23**. Juni 1877. — (7) Z. X. **22**. 1894. 349. — (8) Min. des roches 1888. 240. — (9) Bull. Soc. min. Fr. **20**. 1897. 257. — (10) Z. X. **32**. 1899. 118. — (11) Zeitschr. f. Math. u. Phys. **23**. 1878. 187. — (12) Wiedem. Ann. **30**. 1887. 499. — (13) Z. X. **12**. 1886, 1; **13**. 1887. 15 u. 449. — (14) Bihang till k. Svenska Vet.-Akad. Handl. **9**. 1884. 39. Stockholm; Christiania Vid.-Selsk. Forhdl. 1887. Nr. 6; Berg- und Hüttenmänn. Zeit. **2**. 1888: Archiv for Math. og Naturvid. Christiania **15**. 1890. 1. — (15) C. R. **104**. 1887. 508. — (16) T. M. P. M. **9**. 1887. 55. — (17) T. M. P. M. **10**. 1888. 67; N. J. 1888. II. 178. — (18) T. M. P. M. **18**. 1898. 158. — (19) N. J. 1883. II. 222. — (20) N. J. 1878. 630. — (21) N. J. B. B. **2**. 1882. 617. — (22) Ber. k. sächs. Ges. d. Wiss. 1875. 222. — (23) Z. D. G. G. **28**. 1876. 701; N. J. 1880. I. 33. — (24) Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle **52**. 1879. 713. — (25) T. M. P. M. **3**. 1880. 372. — (26) T. M. P. M. **4**. 1881. 299. — (27) G. F. i Stockh. F. **6**. 1882. 162. — (28) Die Verwitterungsprodukte des Magnesiaglimmers und der Zusammenhang zwischen chemischer Zusammensetzung und optischem Axenwinkel der Glimmer. Inaug. Diss. Jena 1898. — (29) T. M. P. M. **4**. 1882. 151. — (30) T. M. P. M. **5**. 1883. 332. — (31) G. F. i Stockholm F. **7**. 1884. 194. — (32) N. J. B. B. **5**. 1887. 429. — (33) Bull. Soc. min. Fr. **15**. 1892. 196. — (34) Rend. R. Accad. Linc. **2**. 1893. 111. — (35) T. M. P. M. **5**. 1883. 304. — (36) Amer. Journ. **43**. 1867. 217. — (37) Z. X. **9**. 253. — (38) S. B. A. 1862. Oktober S. 614 und 1869. April. S. 344. — (39) N. J. 1882. II. 192. — (40) N. J. 1888. II. 151. — (41) Bull. Soc. min. Fr. **8**. 1885. 99 und **12**. 1889. 341. — (42) Amer. Journ. **4**. 1897. 115. — (43) Z. X. **4**. 1879. 244. — (44) Z. D. G. G. **19**. 1867. 509. — (45) N. J. B. B. **2**. 1883. 72. — (46) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lieferung **25**. Anhang pag. 32. — (47) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 325 und **22**. 1899. 27. — (48) N. J. 1879. 367. — (49) Z. X. **12**. 604. — (50) Pogg. Ann. **138**. 1869. 364. — (51) Z. X. **2**. 47. — (52) Z. D. G. G. **37**. 1885. 680. — (53) Bull. Soc. min. Fr. **19**. 1896. 18. — (54) Z. X. **31**. 1899. 260 und Amer. Journ. **2**. 1896. 5. — (55) Amer. Journ. **7**. 1899. 199. — (56) Jenaische Zeitschr. f. Naturw. **33**. 1899. 345. — (57) N. J. B. B. **6**. 273. — (58) Z. D. G. G. **44**. 1892. 341. — (59) Abhdl. k. Bayer. Akad. **21**. 1900. 233. — (60) Eclogae geologicae Helvetiae **7**. 354. — (61) Z. X. **37**. 1902. 98.

## Bravaisit.

Bravaisit. Ern. Mallard (1). Sehr feinschiefrige, stark kantendurchscheinende Massen von der Zusammensetzung $SiO_2$ 51.4, $Al_2O_3$ 18.9, $Fe_2O_3$ 4.0, MgO 3.3, CaO 2.0, $K_2O$ 6.5, $H_2O$ 13.3, Sa. 99.4.

U. d. M. dicht verwobene Fasern (? Blättchen), die z. gr. T. untereinander parallel liegen, während ein kleinerer Teil dieses Aggregat unter rechtem Winkel schneidet. — Sich fettig anfühlend, im feuchten Zustande mehr teigartig als knetbar; im trockenen Zustande H = 1—2, sp. G. 2.6. — Aussehen tonig. Farbe grau bis grünlichgrau. Stärke Doppelbrechung. Im Schnitt parallel der Schieferfläche tritt die negative spitze Bisektrix eines 2E = 40° etwa aus. Auslöschung parallel der Faserrichtung. — Gibt im Kölbchen Wasser und färbt sich braun. Schmilzt sehr leicht zu weißer Kugel. Von Säuren unvollkommen angegriffen. — Bildet mit Steinkohlenbänken, bituminösen Schiefertonen und Kieselkalken eine dünne Lage im Hangenden der Kohlenformation von Noyant, Dép. Allier, Frankreich.

Literatur. (1) Bull. Soc. min. Fr. I. 1878. 5.

## Astrolith.

Den Astrolith beschreibt Reinh. Reinisch (1) als Kügelchen eines grüngelben Minerals von 2 bis 6 mm Durchmesser, welche er in Einschlüssen von sammetschwarzen Kieselschiefern, auch von anthrakonitischen Kalken und seltener von kalkreichen Alaunschiefern in einem Diabastuff der Gegend von Neumark im sächsischen Vogtlande auffand. Aus der Analyse mit $SiO_2$ 52.14, $Al_2O_3$ 8.15, $Fe_2O_3$ 13.05, FeO 12.01, $Na_2O$ 6.62, $K_2O$ 5.20, $H_2O$ 2.83, Sa 100.00 wird die Formel $(SiO_3)_5\ \overset{III}{Fe}Al\,.\,FeOH\,.\,(NaK)_2H$ abgeleitet. — Die Struktur der Kügelchen ist radialstrahlig, die Stengelchen sind zeisiggelb mit Stich ins Grün, spalten nach einer Richtung und haben Glas- bis Perlmutterglanz auf der Spaltfläche. — H = 3.5. — Sp. G. 2.78 im Mittel. In Splittern durchscheinend. V. d. L. zu grauem Email schmelzend, in den Perlen Reaktion auf Fe. Salzsäure und Schwefelsäure sind ohne Wirkung. Das Wasser entweicht erst über 200°, bei leichtem Glühen vollständig.

U. d. M. zerfallen die Strahlen in Blättchen von zeisiggelber Farbe und geben den senkrechten Austritt einer negativen Bisektrix von 2E = 48° etwa mit schwacher Dispersion $\varrho > v$. Andere, z. T. langrechteckige Schnitte mit feinen Spaltrissen zeigen gerade Auslöschung. Lichtbrechung merklich höher als bei Canadabalsam; $\gamma - \alpha = 0.020—0.022$. Pleochroitisch mit zeisiggelb für Schwingungen parallel den Spaltrissen, blaßgelb bis farblos für die dazu senkrechten Schwingungen.

Literatur. (1) N. J. Centralbl. 1904. 108.

## Kaolin.

Chem.: $H_4Al_2Si_2O_9$, wegen der epigenetischen Beziehungen zu Feldspat wohl $Al{<}\begin{matrix}OH\\SiO_4 = Al\\SiO_4 = H_3\end{matrix}$

a : b : c = 0.5748 : 1 : 1.5997, $\beta = 83°\,11'$ nach A. Dick und Miers (1).

Morph.: Blättchen von hexagonalem, rhombischem oder unregelmäßigem Umrisse, an denen c = oP (001), b = ∞P∞ (010), m = ∞P (110), n = P ($\bar{1}11$) mit

| | |
|---|---|
| $110 : 1\bar{1}0 = 59°\,26'$ | $010 : 110 = 60°\,17'$ |
| $\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 58°\,23'$ | $001 : 110 = 84°\,5'$ |
| $010 : \bar{1}11 = 60°\,48'.5$ | $001 : \bar{1}11 = 78°\,8'$ |

eine glimmerähnliche Kombination bilden. — Zwillingsbildungen nach dem Muscovitgesetz mit Zerfall der Blättchen in 6 Sektoren zwischen gekreuzten Nicols. — Parallelblättrige, auch fächerförmige und rosettenartige Aggregate. — Feinkrümelige oder erdige Massen.

Zufolge der Aggregationsformen scheint Kaolin in Querschnitten der Aggregate fasrig zu sein. — Die erdigen Aggregate sind infolge ihres lockeren Aufbaues undurchsichtig. Sie werden durchsichtig, wenn man die Luft durch Kochen in Wasser oder Canadabalsam austreibt. Durch Schlämmen und Zerreiben unter Wasser lösen sich die erdigen Aggregate in glimmerähnliche farblose Blättchen auf.

Koh.: Vollkommen spaltbar nach c (001), eine weitere Spaltbarkeit nach den drei Kantenpaaren der basalen Spaltblättchen beobachtete H. Reusch (2). Sie entspricht wohl der Schlagfigur am Muscovit. — Sich mager anfühlend, an der Zunge klebend. — H. = 2.5—3. — Sp. G. = 2.6—2.65.

Opt.: Perlmutterglanz auf der Hauptspaltfläche, in Aggregaten erdig matt. Weiß, gelblich, bräunlich, rötlich, im durchfallenden Lichte farblos. — Brechungsvermögen etwa 1.54 wie Canadabalsam; negative Doppelbrechung schwach, etwa $\gamma - \alpha = 0.008$. — Auf c (001) tritt die negative Bisektrix etwa 20° schief gegen die Normale der Fläche im spitzen Winkel $\beta$ aus, auf b (010) die positive Bisektrix senkrecht nach den übereinstimmenden Beobachtungen von Dick (1), H. Reusch[1]) (2), und A. Lacroix (3). Dieser fand die Trace der optischen Axenebene auf der Basis des Kaolins der Antimonglanzgänge im Glimmerschiefer von Saint-Mary-le-Plain im Cantal senkrecht zur Trace von b (010) gerichtet. — 2V groß, angenähert 90°. Doch fand G. Friedel (19) den Kaolin aus dem Antimonitgang von Miramont bei Souliac teils einaxig teils zweiaxig mit sehr kleinem 2V. Doppelbrechung auf den Spaltblättchen sehr gering.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar; mit Kobaltsolution geglüht blaue Färbung. Von Salzsäure nicht angegriffen, von heißer Schwefelsäure langsam, von Flußsäure rasch zersetzt. — In Natronlauge und Sodalösung ohne Rückstand löslich.

Diagn.: Von Muscovit und Hydrargillit unterscheidet ihn die schwache Doppelbrechung. Zur sicheren Unterscheidung bedarf es der chemischen Prüfung auf Kali gegenüber Muscovit, auf $SiO_2$ gegenüber Hydrargillit.

Vork. Kaolin geht durch Zersetzung aus Feldspat, Nephelin, Skapolith und anderen Silikaten hervor. Das Auftreten der grobblättrigen, Nakrit und Pholerit genannten, Abarten auf Zinnerzgängen und in Greisen, die Begleitung durch Topas, Flußspat, Turmalin, die Häufigkeit auf Erzgängen deutet auf eine pneumatolytische Entstehung des Kaolins, wofür auch der Nachweis eines kleines Fluorgehaltes im Kaolin der oben erwähnten National Belle Mine durch Hillebrand spricht. Dieser Ansicht neigt auch H. Rösler (4) zu. — Die gewöhnliche atmosphärische Verwittrung des Feldspates liefert in der großen Mehrzahl der Fälle nicht Kaolin, sondern Muscovit. — Mikroskopische Beschreibungen des Kaolins lieferten außer den genannten Autoren A. Knop (5) in den Beiträgen zur Kenntnis der Steinkohlenformation und des Rotliegenden im erzgebirgischen Becken und E. E. Schmid (6) bezüglich des Kaolins des thüringischen Buntsandsteins.

[1]) Wenn H. Reusch die Trace der Axenebene auf c (001) des Kaolins der National Belle Mine am Red Mountain bei Silverton, San Juan Co., Cal. zu 12° Schiefe gegen ein Kantenpaar dieser Fläche fand, so rührt das vielleicht von einer Flächenbiegung oder dem nicht flachen Aufliegen des Blättchens her. Er mußte natürlich aus seiner Beobachtung schließen, daß Kaolin triklin sei.

Lenzin von Call in der Eifel besteht nach K. Haushofer (7) aus Kaolin in farblosen rhombischen Täfelchen, denen in beträchtlicher Menge stäbchen-, nadel- und keulenförmige Gebilde beigemengt sind, welche an Mikroorganismen (Bakterien und Bazillen, seltener Mikrokokken) erinnern. Bei Befeuchtung mit Wasser beginnen diese Gebilde alsbald sich lebhaft zu bewegen. Viele derselben sind doppelbrechend und löschen das Licht parallel und senkrecht zu ihrer Längsrichtung aus.

Als Newtonit und Rectorit beschreiben N. R. Brackett und J. Fr. Williams (8) zwei dem Kaolin nahestehende Substanzen.

Literatur. (1) Min. Mag. 8. 1888. 15. und 9. 1890. 4. — (2) N. J. 1887. II. 70. — (3) Bull. Soc. min. Fr. 20. 1897. 119. — (4) N. J. B. B. 15. 1902. 231. — (5) N. J. 1859. 593. — (6) Z. D. G. G. 28. 1876. 87. (7) S. M. A. 19. 1889. 15. — (8) Amer. Journ. 42. 1891. 11. — (9) Bull. Soc. min. Fr. 24. 1901. 6.

## Nontronit.

Chem.: $\overset{III}{Fe_2}H_4Si_2O_9$, ein Eisenkaolin $\begin{matrix} /OH \\ Fe{-}SiO_4 \equiv Fe \\ \backslash SiO_4 \equiv H_2 \end{matrix}$

Monoklin, Axenverhältnis unbekannt.

Morph.: Kompakte Massen von opalähnlichem Aussehen, oder erdige Aggregate. U. d. M. glimmerähnliche Blättchen, zu fächerförmigen, rosettenartigen, oder nierenförmigen Aggregaten geordnet nach A. Lacroix (1).

Koh.: Vollkommen spaltbar nach der Blattfläche c (001), nach E. Weinschenk (2) auch nach einem Prisma mit $110 : 1\bar{1}0 = 63^0—64^0$. Bruch uneben, auch splittrig, oder erdig. Schwach an der Zunge klebend, sich mager anfühlend, wie erdiger Kaolin, im kompakten Zustand etwas fettig. Plastisch wenn fein gerieben und angefeuchtet. Im Feuer nicht stehend. — H = 1—2. — Sp. G. 2.08—2.35.

Opt.: Matt oder schimmernd, im Strich glänzend. — Opak. Wird unter starker Entwicklung von Luftbläschen im Wasser durchscheinend unter Aufnahme von 10% seines Gewichtes Wasser. — Farben strohgelb bis kanariengelb ins grünliche. Starke negative Doppelbrechung mit $\gamma - \alpha = 0.020$ wenigstens. 2E nach Lacroix groß, nach Weinschenk etwa 55°. — Auf der Blattfläche steht nach A. Lacroix die spitze negative Bisektrix senkrecht, nach Weinschenk ist die Axenebene parallel der Bruchfläche (100) und die Auslöschung in Querschnitten bis zu 5°—6° schief gegen die Spaltrisse nach c (001). — Pleochroismus gering. Die parallel der Hauptspaltfläche schwingenden Wellen gelblich, die dazu senkrechten gelbgrün bis grünlichgelb.

Reakt.: Im Kölbchen viel Wasser gebend. Bei lichter Rotglut unter Abgabe des letzten Wassers zu magnetischer Schlacke schmelzend. Mit Salzsäure gelatinierend.

Vork. Ähnlich wie Kaolin, z. T. auf Erzgängen wie bei Nontron unfern St. Pardoux, z. T. auf Spalten als Zersetzungsprodukt granitischer Gesteine. Die mit dem Passauer Graphit in Beziehung stehenden Vorkommnisse, welche Weinschenk beschrieb, sind von Asbestfäden und von Hornblende durchwachsen.

Literatur. (1) Bull. Soc. min. Fr. 18. 1895. 429. — (2) Z. X. 28. 1897. 152.

---

Batavit nannte E. Weinschenk (2) ein durchaus kaolinähnliches Mineral, welches mit Kaolin und Nontronit im sog. Mog, d. h. braunen erdigen Gemengen vorkommt, welche den Graphit der Passauer Gegend begleiten und als eigentümliche Zersetzungsprodukte des Gneißes angesehen werden. Zusammensetzung etwa $Si_4Al_2Mg_4H_8O_{19}$. — Krystallsystem unbekannt. Unregelmäßige oder hexagonale Blättchen. Ein meistens durch Einschlüsse getrübter Kern dieser erscheint optisch negativ einaxig. Die klarere Randzone ist bei gleichem optischen Charakter zweiaxig mit kleinem 2E und zeigt öfter Felderteilung. Farblos, schwach licht- und doppelbrechend. Sp. G. = 2.183. —

Wird von Salz- und Schwefelsäure nur unvollkommen zersetzt, von Natronlauge und Sodalösung schon in der Kälte unter Abscheidung eines voluminösen Restes von Magnesia.

Literatur. (1) Z. X. 28. 1897. 158.

## Die Chloritgruppe.

In der Gruppe der eigentlichen Chlorite oder der Orthochlorite nach G. Tschermaks (1) Bezeichnung wird eine größere Anzahl von Mineralarten zusammengefaßt, welche äußerlich durch ihre grüne Farbe (selten farblos, weiß, braun oder rot), ihre geringe Härte, ihre blättrige Struktur, ihren teils hexagonalen, teils rhomboedrischen Krystallhabitus, die vollkommene Spaltbarkeit nach einer Endfläche und die gemeine Biegsamkeit ihrer Spaltblättchen, chemisch durch ihre leichte Angreifbarkeit durch Säuren und das Fehlen der Alkalien, geologisch durch ihre sekundäre Entstehung aus Mg- und Fe-reichen Silikaten gemeinschaftlich charakterisiert sind. So leicht es ist, ein Glied der Chloritfamilie als solches zu erkennen, so schwierig kann es sein, demselben seinen bestimmten Platz innerhalb der Familie anzuweisen. Wir folgen in der Darstellung dieser Mineralien wesentlich G. Tschermaks Vorschlägen in der zitierten meisterhaften Studie über diese Mineralgruppe.

Chem.: Isomorphe Mischungen von $H_4Mg_2Al_2SiO_9$ und $H_4Mg_3Si_2O_9$ nach G. Tschermak, worin Mg durch $\overset{II}{Fe}$, Al durch $\overset{III}{Fe}$ und $\overset{III}{Cr}$ in wechselnden Mengen vertreten werden kann. — Nach F. W. Clarke und E. A. Schneider (2) isomorphe Mischungen von $Mg(SiO_4)_2(MgOH)_3MgH$ und $Mg(SiO_4)_2(AlO_2H_2)_3MgH$ in wechselnden Verhältnissen mit der gleichen Vertretbarkeit von Mg durch $\overset{III}{Fe}$ und $\overset{III}{Cr}$.

Das Molekül $H_4Mg_3Al_2SiO_9$ ist bisher nicht rein beobachtet worden; es findet sich herrschend im Amesit (Shepard) und wird abgekürzt At geschrieben. Das Molekül $H_4Mg_3Si_2O_9$ = Sp. liegt rein im Serpentin vor, allerdings mit Eigenschaften, die nicht ganz denen der Chlorite entsprechen, wenn schon gewisse nicht zu unterschätzende Verwandschaften bestehen. — Nach abnehmendem Gehalt an Sp. unterscheidet G. Tschermak

Pennin (Fröbel und Schweizer) = $Sp_2At_2$ bis SpAt.

Klinochlor (Blake) = SpAt bis $Sp_2At_3$ (Synonym Ripidolith Kobell).

Prochlorit (J. Dana) $Sp_2At_3$ bis $Sp_3At_7$ (Synonym Chlorit Kobell, Ripidolith G. Rose).

Korundophilit (Shepard) $Sp_3At_7$ bis $SpAt_4$.

Amesit (Shepard) = $SpAt_4$ bis At.

Von diesen Arten sind Pennin und Klinochlor für die Petrographie von größter Bedeutung und lassen sich auch in den, der krystallographischen Begrenzung entbehrenden Aggregatformen, wie sie in den Gesteinen auftreten, wohl unterscheiden. Zur sicheren Bestimmung der Prochlorite fehlen bisher die geeigneten Methoden in den meisten Fällen. Wo eine sichere Zuweisung zu einer bestimmten Art untunlich ist, spricht man in der Petrographie von Chlorit schlechthin, oder von chloritischen Substanzen.

$a : b : c = 0.57735 : 1 : 2.2771$, $\beta = 89^\circ\ 40'$.

Morph.: $c = oP$ (001), $o = P$ $(\bar{1}11)$, $m = -\frac{1}{2}P$ (112), $\ddot{u} = \frac{1}{25}P$ $(\bar{7}.7.25)$, $\eta = \frac{4}{17}P$ $(\bar{4}.4.17)$, $n = \frac{2}{5}P$ $(\bar{2}25)$, $\upsilon = -\frac{3}{2}P\dot{3}$ (132), $\chi = \frac{3}{2}P\dot{3}$ (392),

$g = -6P3$ (261), $\xi = -\frac{2}{21}P\dot{3}$ (11.33.20), $b = \infty P\dot{\infty}$ (010), $t = \frac{4}{3}P\dot{\infty}$ (043), $\beta = \frac{1}{14}P\dot{\infty}$ (0.11.24), $f = 4P\bar{\infty}$ (401), $j = \frac{3}{10}P\bar{\infty}$ ($\bar{3}1.0.30$), $\pi = \frac{7}{8}P\bar{\infty}$ ($\bar{7}08$), $h = -3P\bar{\infty}$ (301) u. a. — Habitus bei Klinochlor teils hexagonal bei tafelförmiger (Fig. 124) oder pyramidaler Ausbildung (Typus Achmatowsk) mit den Flächen der Zonen 001 : 110, 001 : $1\bar{1}0$ und 001 : 010, teils

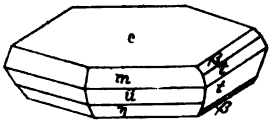


Fig. 124.

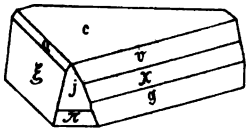


Fig. 125.

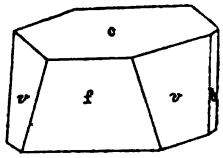


Fig. 126.

rhomboedrisch (Zillertaler Typus) mit den Flächen der Zonen 001 : 130, 001 : $1\bar{3}0$ und 001 : 100 (Fig. 125 und 126); analog bei Pennin. In beiden Fällen liegen die drei durch die Basis gehenden Hauptzonen um 60° voneinander ab. — Den Zusammenhang zwischen dem hexagonalen und rhomboedrischen Habitus erhellt Fig. 127, welche einen rhomboedrischen Kern im hexagonalen Klinochlor von Ala zeigt. — Die Prochlorite verhalten sich krystallographisch, wie Klinochlor, und zeigen oft die vielfach mit Geldrollen verglichene, von O. Volger Helminth genannten, einfach oder mehrfach gebogenen und gewundenen Säulchen. — Zwillingsbildungen häufig nach zwei Gesetzen: 1. nach dem Glimmergesetz, wonach eine in der Zone 001 : 110 liegende, auf 001 senkrechte Fläche Zwillingsebene ist, 2. nach dem Penningesetz, wonach die Basis selbst Zwillingsebene ist. Bei dem Glimmergesetz ist die Verwachsungsebene bald die Basis und die Individuen liegen übereinander, bald eine zur Basis fast senkrechte, meist krumme und unregelmäßige Fläche und die Individuen liegen nebeneinander.

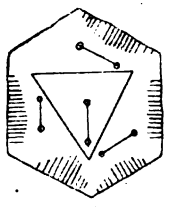


Fig. 127.

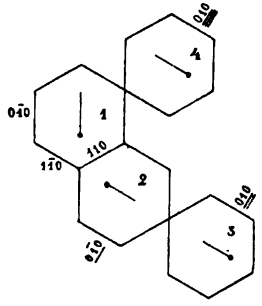


Fig. 128.

Durch das Glimmergesetz gelangen die Flächen einer bestimmten Zone in andere Zonen, welche um 60° oder ein ganzes Vielfaches dieses Wertes voneinander liegen, bei dem Penningesetz bleiben die Flächen einer Zone in dieser, werden aber um 180° verwendet, kommen also von vorn nach hinten usw. Die vielfache und durchgreifende Wiederholung dieser beiden Gesetze erklärt die Entstehung scheinbar einfacher hexagonaler oder rhomboedrischer Sammelindividuen aus monoklinen Einzelindividuen. Die

gleichzeitige Ausbildung des Glimmer- (1 und 2, Fig. 128) und Penningesetzes (2 und 3, Fig. 128) stellt die Individuen 1 und 3 = 4 derart, als wäre die auf 001 senkrechte Fläche der Zone 001 : 130 Zwillingsebene. Den Zusammenhang dieser Zwillingsbildungen mit Knickungen auf der Basis (Fig. 127), ferner mit der Entstehung gekrümmter und wurmförmiger Krystalle erklärte G. Tschermak, auf dessen Arbeit verwiesen sei.

Als Gesteinsgemengteile erscheinen alle Chlorite in der Form von meistens unregelmäßigen, seltener hexagonalen ebenen Blättern oder von gebogenen Schuppen. Beide ordnen sich zu parallel blättrigen und schuppigen, oder auch zu rosettenförmigen Aggregaten. Sehr selten ist trigonale Begrenzung der Blättchen. — Die Querschnitte sind kurz und schmal leistenförmig, oft mit gebogenen und nicht ganz parallelen Kanten. — Bei den dichten Chloriten ist die Struktur z. T. deutlich faserig und die Fasern ordnen sich hier und da zu förmlichen Sphärokrystallen. — Bei feiner Verteilung als Pigment in den Gesteinsgemengteilen und zwischen diesen erscheint der Chlorit in staubförmigen Teilchen.

| | | |
|---|---|---|
| $001 : \bar{1}11 = 77^0\ 53'.5$ | $001 : \bar{2}25 = 61^0\ 28'$ | $001 : 043 = 71^0\ 46'$ |
| $001 : 112 = 66^0\ 3'$ | $001 : 132 = 75^0\ 37'$ | $001 : 0.11.24 = 46^0\ 13'.5$ |
| $001 : \bar{7}.7.25 = 52^0\ 4'$ | $001 : 392 = 85^0\ 0'$ | $001 : \bar{4}01 = 86^0\ 42'$ |
| $001 : \bar{4}.4.17 = 47^0\ 10'$ | $001 : 261 = 86^0\ 12'$ | $001 : \bar{7}08 = 74^0\ 9'$ |

Koh.: Spaltung vollkommen nach c (001). Spaltblättchen gemein biegsam. — Schlagfigur dreistrahlig, die Strahlen parallel den Kanten 001 : 010, 001 : 110 und 001 : 1$\bar{1}$0 (Fig. 129), wie bei Glimmer. Druckfigur wie bei Glimmer dreistrahlig (gestrichelt in Fig. 129), die Strahlen senkrecht auf denen der Schlagfigur. — H. = 2—2.5. — Sp. G. = 2.65—2.97.

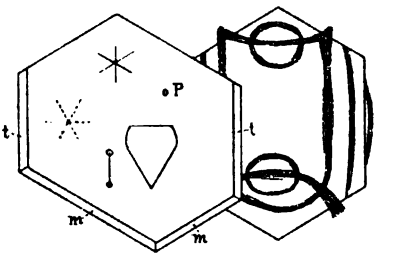


Fig. 129.

Durch Ätzung mit verdünnter Flußsäure geben die einfachen Chlorite auf der Basis Ätzfiguren von unsymmetrischem Charakter, deren Begrenzungen in den Zonen X = (001) : (100), Y = (001) : ($\bar{1}$30), Z = (001) : ($\bar{1}$30) und V = (001) : (150) liegen und die in der Fig. 130 angegebenen ebenen Winkel haben. Diese Figur, die wie alle Figuren dieses Artikels Tschermak entnommen ist, zeigt sie auf der Oberseite eines Klino-

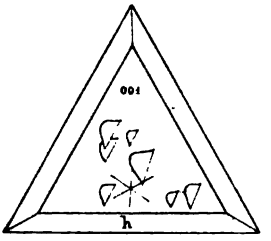


Fig. 131.

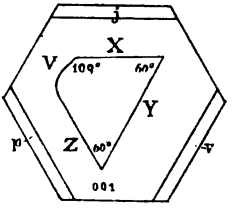


Fig. 130.

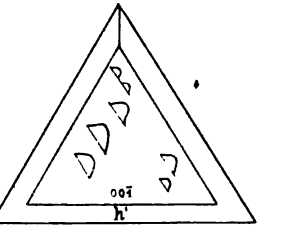


Fig. 132.

chlorkrystalls aus dem Zillertal. Die Ätzfiguren liegen auf der oberen (001) und unteren Basisfläche (00$\bar{1}$) umgekehrt, wie das Fig. 131 und 132 an einem Krystall von West-

chester zeigen. Man kann die Figuren als rechte und linke unterscheiden; dann liegen oft nur linke, oder nur rechte, seltener beiderlei Formen auf derselben Fläche. Daneben kommen auch monosymmetrische Ätzfiguren vor, wie in Fig. 129 und 133. — Man kann sich diese Verhältnisse auf verschiedene Weise erklären, z. B. durch Parallelverwachsung von monoklinen und triklinen Teilen, oder durch Zwillingsbildung nach oP (001). — Ätzt man dünne Blättchen auf beiden Seiten, so sieht man unter dem Mikroskop bei verschiedener Einstellung die Ätzfiguren auf der oberen und unteren Fläche in umgekehrter Lage; Fig. 134 gibt die eine ausgezogen, die andere gestrichelt; wird nun das Blättchen von der Säure durchgefressen, so entsteht ein hexagonales Loch, wie Fig. 134 b andeutet und Fig. 134 c in gestrichelter Zeichnung angibt. — Bei durchgreifender Zwillingsbildung entstehen Ätzfiguren. wie Fig. 135, worin Fig. 133 gleichsam in drei-

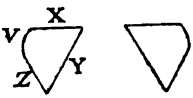


Fig. 133.

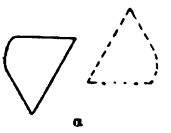


Fig. 134.

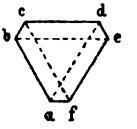


Fig. 135.

facher Wiederholung in drei um 120° wechselnden Stellungen enthalten ist, a b c d, c d e f und e f a b. Das entspricht also vollständig der innigen Verzwillingung nach dem Glimmergesetz. — Dem unsymmetrischen Charakter der einfachen Ätzfiguren entspricht in gewissem Sinne die sehr häufig asymmetrische Flächenerteilung an den Krystallen, wie sie Fig. 125 S. 270 zeigt.

Opt.: Glasglanz, auf der Spaltfläche ins Perlmutterartige. — Farbe grün in verschiedenen Tönen vom hellgrün und bläulichgrün bis ins schwärzlichgrüne, selten braun; weiß bis gelblichgrau bei den Fe-armen, rot bis violett bei den Cr-haltigen Arten.

Die Chlorite stellen im optischem Sinne eine Reihe dar von deutlich zweiaxigen Typen (Klinochlor) mit einer zur Basis schiefen positiven Bisektrix, bis zu teils positiven, teils negativen, anscheinend optisch-einaxigen Typen (Pennin). Je kleiner der Axenwinkel wird, also je mehr eine Annäherung an Einaxigkeit stattfindet, um so genauer stellt sich die Bisektrix senkrecht. Bei einem Axenwinkel = 0° fallen die Axen und die Bisektrix zusammen und die optische Axe steht genau senkrecht zur Basis.

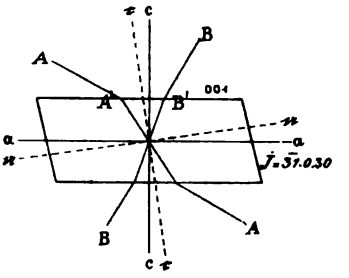


Fig. 136.

Bei den zweiaxigen Typen liegt die Axenebene in der angenommenen Symmetrieebene und also parallel einem Strahle der Schlagfigur (Fig. 129). Hiervon abweichende Lagen sind durch Zwillingsbildungen zu erklären. Der Charakter ist positiv und die Dispersion $\varrho < v$. Die spitze Bisektrix ist gegen die Normale zur Basis nach oben vorn um wenige Grade geneigt. Fig. 136 gibt die allgemeine Orientierung in der Fläche ∞P∞ (010). Nach Tschermaks Messungen ist bei

| | A:c | B:c | 2E=A:B | A':c | B':c | A':B'=2V | c:c | a:c | a:a |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Klinochlor, Achmatowsk | 20° | 12° | 32° | 12°30'[1]) | 7°30' | 20° | 2°30' | 87°10' | 2°50' |
| „ Westchester | 59°21' | 30°20' | 89°41' | 32°55'[2]) | 18°36' | 51°31 | 7°10' | 82°30' | 7°30' |
| „ Zillertal | 54°30' | 28°30' | 83° | 31° [2]) | 17°30' | 48°30' | 6°45' | 82°55' | 7°5' |
| Korundophilit, Chester | 56° | 24° | 80° | 31°40' | 15° | 46°40' | 8°20' | | 8°40' |
| Pennin, Zermatt (positiv) | | | 61°—0° | | | | | | |
| „ „ (negativ) | | | 49°—0° | | | | | | |
| Kämmererit, Lancaster (positiv) | | | 32°—0° | | | | | | |

Der Axenwinkel schwankt nicht nur an verschiedenen Vorkommnissen in weiten Grenzen, sondern an den Krystallen desselben Vorkommens, ja an verschiedenen Stellen desselben Krystalls. Auch die Axenebene liegt an verschiedenen Stellen einer und derselben Platte oft in verschiedener Richtung, im idealen Falle in drei um 120° verwendeten Stellungen (Fig. 127 und 137) und sehr oft zeigen Spaltblättchen nach oP (001), welche man der Reihe nach demselben Krystall entnimmt, verschiedene Lage der Axenebene, verschiedene Größe des Axenwinkels und verschiedene Verteilung ein- und zweiaxiger Stellen. Alle diese Erscheinungen sind nach Tschermak eine Folge der Zwillingsbildungen, ebenso gut wie die Einaxigkeit, welche E. Reusch am Glimmer durch Übereinanderschichten von Blättchen in drei um 120° verwendeten Stellungen künstlich hervorbrachte.

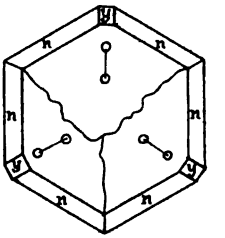


Fig. 137.

Daß bei den einaxigen Penninen der Charakter bald positiv, bald negativ ist, läßt sich nach Tschermak durch die Annahme erklären, daß das Molekül Sp optisch negativ, At optisch positiv sei. Je nach den relativen Mengen dieser, vielleicht auch je nach der Ersetzung des Mg durch Fe würde dann der Charakter sich ändern. Bei optisch positivem Charakter ist die Dispersion stets $\varrho < v$, einerlei, ob die Axenebene parallel einem Strahle der Schlagfigur geht, oder abnormerweise dazu senkrecht liegt und unabhängig vom Axenwinkel. Bei optisch negativem Charakter ist die Dispersion $\varrho > v$ in derselben Ausdehnung.

Die Axe B (Fig. 136) zeigt geringe Dispersion, während diese bei der sehr schief austretenden Axe A recht beträchtlich ist. Tschermak erhielt bei Anwendung von rotem Glase und von Cuprammon an einer Platte von Westchester.

| | A:c | B:c | AB=2E | $\beta$ | A':c | B':c | A'B'=2E | a:c | c:c |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| rot | 58°5' | 29°40' | 87°45' | 1.580 | 32°30' | 18°15' | 50°45' | 82°32' | 7°8' |
| blau | 63°45' | 31°9' | 94°54' | 1.593 | 34°16' | 18°57' | 53°13' | 82° | 7°40' |

Das Axenbild projiziert sich auf die Fläche 001, wie Fig. 129 zeigt.

C. Klein (2) wies durch das Studium der Reuschschen Kombination von Glimmerblättchen nach, daß eine zwillingsartige Übereinanderschachtelung derselben nur dann Einaxigkeit hervorbringen kann, wenn Blättchen von $^1/_8\lambda$ Dicke unter 90° kombiniert werden. Diese Kombination könnte nur dann bei dem Pennin in Betracht kommen, wenn eine solche Kreuzung stattfände, daß das eine Blättchen im Sinne der Nebenaxe a, das zweite, dazu rechtwinklig gelegene, im Sinne der Zwischenaxe $b^1$, sodann das zweite Paar nach $a^1$ und damit rechtwinklig verbunden nach $b^2$, das dritte Paar nach $a^2$ und damit rechtwinklig verbunden nach b und so in steter Wiederholung fort den Krystall aufbauen würden. Er hält einen solchen Aufbau für wenig wahrscheinlich und hält somit an der hexagonalen Krystallisation des Pennins fest, ohne indessen die Tschermaksche Theorie der isomorphen Mischung von Sp und At in den Chloriten zu bestreiten. — C. Klein betont ferner, daß der Antigorit (Sp) bei gewöhnlicher und erhöhter Temperatur optisch negativ, der Pennin bei gewöhnlicher Temperatur bald positiv, bald negativ, bei erhöhter stets negativ, der Klinochlor bis zur Mischung

[1]) für $\beta = 1.588$.
[2]) für $\beta = 1.583$.

$Sp_4At_6$ bei gewöhnlicher Temperatur stets positiv, bei erhöhter sich positiv und gelegentlich negativ, in den Sp-ärmeren Mischungen bei gewöhnlicher und erhöhter Temperatur optisch positiv erweise.

Die Lichtbrechung und die bei Klinochlor stets positive, bei Pennin bald positive, bald negative Doppelbrechung sind gering. Infolge des auch mit der Wellenlänge sich ändernden optischen Charakters beim Pennin zeigt dieses Mineral die bei Vesuvian, Zoisit usw. (S. 67 und 170) besprochenen abnormen Interferenzfarben (tief indigoblau) zwischen gekreuzten Nicols im parallelen Lichte, und im konvergenten Lichte ein farbiges Mittelfeld und Kreuz.

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Klinochlor, | Fundort ? | $\alpha_{na} = 1.5854$, | $\beta_{na} = 1.5863$, | $\gamma_{na} = 1.5955$ | K. Zimanyi (3) |
| „ | Ural | $\alpha = 1.585$ | $\beta = 1.588$ | $\gamma = 1.596$ | Michel-Lévy und Lacroix (4) |
| „ | Westchester | $= 1.586$ | $= 1.586$ | $= 1.596$ | Königsberger (5) |
| Pennin, | Zermatt | $= 1.576$ | | $= 1.579$ | Michel-Lévy und Lacroix (4) |
| „ | Fundort ? | $= 1.576$ | | $= 1.577$ | Des Cloizeaux (6) |
| „ | „ | $= 1.575$ | | $= 1.576$ | W. Haidinger (7) |
| „ | Rümpfischwäng | $\alpha_{na} = 1.5821$ | | $\gamma_{na} = 1.5832$ | K. Zimanyi (3) |
| | | $\alpha_{\varrho} = 1.5854$ | | $\gamma_{\varrho} = 1.5956$ | Pulfrich. |

$\gamma - \alpha = 0.0102 - 0.001$, $\gamma - \beta = 0.009 - 0.000$, $\beta - \alpha = 0.009 - 0.000$.

Der Pleochroismus ist bei den farbigen Chloriten deutlich selbst dann, wenn die Doppelbrechung kaum mehr nachweisbar ist, und sehr charakteristisch. Die Absorption der angenähert parallel zur Spaltung schwingenden Wellen (O) nahezu oder ganz gleich und stärker als die der senkrecht zur Basis schwingenden (E). Nach G. Tschermak ist in hexagonaler Auffassung bei

| | | Körperfarbe | O | E |
|---|---|---|---|---|
| Klinochlor, | Achmatowsk | schwarzgrün | dunkelgrün | grünlichgelb |
| „ | „ | schwarzbraun | dunkelbraun | braungelb |
| „ | Texas | dunkelgrün | smaragdgrün | hyazinthrot |
| „ | Pfitsch | lauchgrün | lauchgrün | grünlichgelb |
| „ | Ala | graugrün | olivengrün | grünlichgelb |
| Pennin | | olivengrün | smaragdgrün | bräunlichrot, braun, gelb |
| | | lauchgrün | blaugrün | gelb |
| Kotschubeyit | | rot | dunkelblauviolett | hellkarminrot |
| Kämmererit, | Texas | karmesin- bis pfirsichblütrot | violett | hyacintrot |
| „ | Kraubat | pfirsichblütrot | bläulich | rot. |

Auch in den dünnsten Schliffen ist noch der grünliche Ton der parallel zur Basis, der gelbliche bis weißliche der senkrecht zur Basis schwingenden Wellen wahrzunehmen.

Diagn.: Die geringe Doppelbrechung und der Pleochroismus unterscheiden die Chlorite von den Glimmern, die geringe Lichtbrechung und der Pleochroismus von den Sprödglimmern, diese Eigenschaften in Verbindung mit dem blättrigen Aufbau von allen anderen Mineralien. Nur von den blättrigen Serpentinen (Antigorit) kann die Unterscheidung der negativen Pennine schwierig werden.

Vork. Die Chlorite gehören zu den allerverbreitetsten Substanzen in der Gesteinswelt; doch sind sie in den Eruptivgesteinen und ihren Tuffen allerorts sekundäre Bildungen und Produkte der Zersetzung. Sie entstehen aus den tonerdehaltigen Gliedern der Biotit- und Phlogopitglimmer, der Pyroxen- und Amphibolfamilie und aus den Granaten. Ihnen verdanken so viele Eruptivgesteine die grüne Farbe. Diese sekundäre Entstehung der Chlorite wird zweifellos dadurch erwiesen, daß sie in Pseudomorphosen nach den genannten Mineralien mit oft vollendeter Formerhaltung der Muttersubstanz auftreten. — In anderen Fällen bildet sich der Chlorit dadurch, daß Mg- und Fe-haltige Lösungen aus tonerdefreien Substanzen mit solchen aus tonerdehaltigen, aber Mg- und Fe-freien Mineralien in Wechselwirkung treten. Auf diese Weise bilden sich Verdrängungspseudomorphosen z. B. nach Feldspat. — Eine weite Verbreitung hat der Chlorit in den Schiefergesteinen; er tritt im Chloritschiefer als einziger wesentlicher Gemengteil auf und wird hier von Amphibol, Magnetit, Magnesit, Dolomit usw. nur akzessorisch begleitet. Mit Amphibol zusammen erscheint er in vielen Amphiboliten, zumal denjenigen der Phyllitformation, mit Glimmer in Glimmerschiefern und Phylliten, mit Feldspat und Glimmer in Phyllitgneißen, mit Epidot, Augit und Aktinolith nebst Feldspat und Quarz in sogenannten Grünschiefern. Ebenso erweist er sich in den eigentlichen Phylliten und in den Tonschiefern als ein ziemlich regelmäßiger und oft sehr reichlicher Gemengteil.

Zur Charakteristik der petrographisch wichtigen Arten ergibt sich aus dem Vorstehenden etwa das folgende.

Der Pennin unterscheidet sich hier vom Klinochlor durch seine sehr geringe Doppelbrechung bei meistens recht blasser Farbe und häufig durch die eigentümlich himmelblaue Interferenzfarbe. Basale Blättchen geben ein äußerst verwaschenes Kreuz mit bald positivem, bald negativem Charakter. Öffnung dieses Kreuzes in Hyperbeln ist selten wahrnehmbar und dann gering. — Die Querschnitte zeigen zur Spaltbarkeit parallele Auslöschung. Penninschiefer mit Magnetit, Diopsid und etwas Klinochlor gibt Tschermak aus dem Zillertal an.

Der Klinochlor ist stärker doppelbrechend, stets optisch positiv und meistens deutlich zweiaxig mit allerdings sehr wechselndem Axenwinkel, der bis auf 0° herabsinken kann. In den Querschnitten sind Zwillingslamellen nicht alzu selten, die geringe Auslöschungsschiefe stellenweise deutlich erkennbar, der Pleochroismus deutlicher und die Eigenfarbe tiefer. Klinochlorschiefer erwähnt Tschermak von Zöptau, vom Zillertal, vom Habachtal und vom Baikalsee. Sie scheinen die herrschenden zu sein.

Bei den Prochloriten, welche sich unter den Umwandlungsprodukten der oben genannten Gemengteile der Eruptivgesteine finden, ist die gewunden oder gebogen säulenförmige Form und die fächerartige Anordnung charakteristisch. Sie sind meist deutlich zweiaxig und optisch positiv. — Diabantachronnyn Liebe (8) und Diabantit Hawes (9) sind Namen für dichte und rosettenförmige, auch für helminthartige chloritische Substanzen in Diabasen, welche vorwiegend aus Augit sich durch Verwitterung bildeten.

---

Kotschubeyit, Kämmererit und Rhodochrom sind chromhaltige Chlorite von roter Farbe. Der erstere ist optisch positiv mit sehr wechselnder Größe des Axenwinkels. Schlagfigur und Ätzfigur (selten asymmetrisch), sowie Orientierung der Axenebene und Dispersion $\varrho < v$ entsprechen denen des stark verzwillingten Klinochlors. In dem $Cr_2O_3$-reichsten Kotschubeyit ($Cr_2O_3 = 11.39\,\%$) aus dem Serpentin des Green Valley im Cañon des American River am Central Pacific Railroad fanden Melville und Lindgrén (10) Sechsfelderteilung in den anscheinend genau hexagonalen Blättchen. In jedem Felde lag die Axenebene bei fast genau senkrecht auf der Basis stehender positiver Bisektrix parallel der Basis des Feldes mit $2E = 30°$ ca., $a = b =$ bläulichrot, c gelblichrot. - Der Kämmererit ist bald optisch positiv einaxig oder zweiaxig, bald optisch negativ einaxig oder zweiaxig und entspricht also dem Pennin der normalen Chlorite, wie der Kotschubeyit dem Klinochlor derselben. — Rhodochrom nennt man

die dichten Kämmererite. — Das Brechungsvermögen und die Doppelbrechung der Chromchlorite entsprechen denen der normalen Chlorite. Die Chromchlorite treten zusammen mit Chromit in gewissen Olivinschiefern und verwandten Gesteinen auf.

Parallelverwachsungen der normalen Orthochlorite kennt man mit Chromchloriten, Biotiten und Phlogopiten.

Die künstliche Darstellung des Chlorits ist bisher nicht gelungen.

---

Zu den Leptochloriten, die gesteinsbildend auftreten, gehört der Thuringit oder Owenit, $H_{18}Fe_8(AlFe)_8Si_8O_{41}$, — feinschuppig bis dicht, vorwiegend oolithisch mit konzentrisch-schuppiger Struktur. Deutlich spaltbar nach der Schuppenfläche. H = 2.5. — Sp. G. = 3.15—3.19. — Olivgrün bis zeisiggrün. Im durchfallenden Licht grünlich, wenn durch die Spaltfläche gesehen, gelblichgrün, gelblich bis farblos, wenn parallel der Spaltfläche durchblickt. Zur Spaltfläche nahezu senkrecht die Axe a. — 2E klein bis 0°. — Schmilzt v. d. L. zu magnetischer Kugel. Gelatiniert leicht mit HCl.

In allen Eigenschaften stimmt mit dem Thuringit überein der Chamosit und Berthierin.

Der Thuringit ist ein wesentlicher Gemengteil der Thuringitschiefer in Ostthüringen und der Eisensteinlager von Schmiedefeld bei Saalfeld, von wo ihn Loretz (11) und Fischer (12), und im Fichtelgebirge, von wo ihn Gümbel (13) beschrieb. Den Chamosit aus dem Oxford von Chamoison im Wallis beschrieb zuerst Fischer (12), die Vorkommnisse von den Windgällen im Kanton Uri C. Schmidt (14). — Thuringit kommt auch in den lothringischen, oolithischen Eisenerzen vor. — Thuringit aus dem Kaukasus mit großem 2E beschreibt W. Vernadzki (15).

Der Delessit, $H_{10}(Mg, Fe)_4(Al, Fe)_4Si_4O_{23}$, bildet Aggregate von meist divergentfasriger Struktur, die zu sehr vollkommenen Sphärokrystallen werden können. Wo er Mandelräume ausfüllt, ist er nach der Gesteinsgrenze zu lagenartig bis bandartig gebaut, wobei aber jede Lage aus Fasern besteht, die zu der Gesteinsgrenze senkrecht stehen. Die einzelnen Lagen entsprechen wohl ebenso vielen Intermittenzen im Wachstum. — H. = 2.5. — Sp. G. = 2.5—3.

Mit grünen oder gelbbraunen Farben durchsichtig. Brechungsvermögen und Doppelbrechung gering. Auslöschung anscheinend parallel und senkrecht zu der Faseraxe, welche Axe kleinster Elastizität ist. — Pleochroismus von wechselnder Intensität: die parallel der Faseraxe schwingenden Wellen sind grünlich, die dazu senkrecht oszillierenden gelblich, grünlich weiß bis fast farblos.

Gelatiniert leicht mit Säuren. Wird durch Glühen braunschwarz.

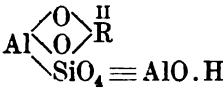
Literatur. (1) S. W. A. Abt. I. **99**. 1890. 174 und **1**. 1891. 29. — (2) S. B. A. **34**. 1894. 762 und **8**. 1902. 114. — (3) Z. X. **22**. 1894. 335. 352. — (4) Min. des roches. Paris 1888. 169. — (5) Über die Absorption des Lichtes in festen Körpern. Leipzig 1900. 22. — (6) Manuel de Minér. 1862. 437. — (7) Pogg. Ann. **45**. 1855. 493. — (8) N. J. 1870. 1. — (9) Amer. Journ. **9**. 1875. 454. — (10) U. S. geol. Servey Bull. Nr. 61. 27. Washington 1890. — (11) Jahrb. k. preuß. geol. Landesanstalt für 1884. Berlin 1885. 120. — (12) Kritische, mikroskop.-min. Studien. Freiburg i. B. 1869. 59. — (13) Geognost. Beschreib. Bayerns 1879. Bd. III. passim. — (14) N. J. B. B. **4**. 1886. 396; Z. X. **11**. 598. — (15) Z. X. **36**. 1902. 180.

## Die Ottrelithgruppe.

Als Ottrelithgruppe sind hier die wenn nicht identischen, so doch sehr nahe verwandten, Ottrelith, Chloritoid, Chloritspat, Masonit, Sismondin und Venasquit genannten Mineralien zusammengefaßt. Der Name Ottrelith wurde gewählt, weil er sofort an die geologisch so charakteristische Stellung dieser Mineralien erinnert. Die Angaben der Autoren, insbesondere von G. Tschermak und L. Sipöcz (1), A. Des Cloizeaux (2),

A. Renard und Ch. de la Vallée-Poussin (3), Fr. Becke (4), Ch. Barrois (5), A. von Lasaulx (6), H. von Foullon (7), A. Lacroix (8), A. C. Lane, H. F. Keller und F. F. Sharpless (9) und A. d'Acchiardi (10) über diese Mineralien weichen stellenweise voneinander ab und sind nicht wohl zu vereinigen. Die folgenden Angaben wurden aus dem Studium der Ottrelithe von Serravezza in Toskana, von Ottré und St. Hubert in den Ardennen, des Sismondins von Prägraten im Salzburgischen und St. Marcel in Piemont, des Chloritoids von Kossoibrod im Ural, der Harvey Hills bei Leeds und von Invernes in Canada, des Masonits von Natic, Rhode Island und besonders des Sismondins aus dem Chisonetale in Piemont, sowie einer großen Anzahl rein mikroskopischer Vorkommnisse gewonnen.

Chem.: $H_2FeAl_2SiO_7$, worin FeO in manchen Sismondinen bis zu 7 % etwa durch MgO, im Ottrelith durch MnO bis zu 8.5 % vertreten wird. — F. W. Clarke (11) gibt ihnen die glimmerähnliche Formel



$$\begin{array}{l} \quad\;\; \diagup O \diagdown \overset{II}{R} \\ Al \diagdown O \diagup \\ \quad\;\; \diagdown SiO_4 \equiv AlO.H_2 \end{array}$$

Morph.: Glimmerähnlich, auf das Axenkreuz des Biotits beziehbar nach G. Tschermak (1). Sechsseitige Tafeln, deren Randflächen nicht senkrecht auf der Tafelfläche (001 = c) stehen, sondern gegen diese im Sinne von Pyramiden (n und $m_x$) und Klinodomen (j und e) geneigt sind. Am Chloritoid von Prägraten fand G. Tschermak $c:n = 80^0\ 6'$, $c:m_x = 83^0\ 25'$, $c:e = 71^0$, $c:j = 86^0\ 30'$. Zwillinge nach dem Glimmergesetz sehr verbreitet.

Die als Gesteinsgemengteile auftretenden Ottrelithe sind selten gut idiomorph, sondern bilden bald scheibenartige bis linsenförmige, auch spindelförmige Körner, bald etwas größere (bis zu 3 cm) blättrige Massen, bald garbenförmig oder büschelförmig, auch unregelmäßig knäuelartig verwachsene Aggregate. Sie liegen stets regellos verteilt in der Gesteinsmasse, ganz ähnlich wie die Chiastolithe in den Hornfelsen. — Wo eine deutliche Krystallform erkennbar ist, hat man ziemlich dünne, glimmerartig hexagonale Blättchen (Bd. I. 2, Taf. VIII, Fig. 6), deren Kantenwinkel anscheinend genau 120° betragen. Das eine Flächenpaar kann bis zum Verschwinden zurücktreten und durch Abrundung und mechanische Deformation (Quetschung und Auswalzung) bilden sich alle Übergänge bis zu den verschiedenstgestaltigen Körnern. Dabei entstehen randliche Grenzflächen, ähnlich wie bei den Feldspaten der Rhombenporphyre, welche anscheinend sich dann nicht unter 120°, sondern unter beliebigen Winkeln schneiden. Die Form soll hier auf Grund der Ätzfiguren und des optischen Verhaltens so gedeutet werden, daß oP (001), die Tafelfläche, begrenzt werde von Flächen der Zonen 001 : 130, 001 : $1\bar{3}0$ und 001 : 100. Messungen sind an den gesteinsbildenden Individuen nicht ausführbar. Die Basis ist meistens schuppig und in Felder gebrochen, auch krumm und verbogen, die Randflächen sind gelegentlich erkennbar mit der Basis parallel gerieft. Die Durchschnitte sind hexagonal, rhombisch oder unregelmäßig parallel der Basis, leistenförmig in Schnitten geneigt oder senkrecht zu derselben. — Die scheinbar einfachen Krystalle erweisen sich optisch fast stets als polysynthetische Zwillinge, wobei die Individuen sich mit der Basis berühren (Bd. I. 2, Taf. IX, Fig. 1), aber so zueinander liegen, daß jedes gegen die anliegenden um 120° verwendet ist. Seltener berühren sich die Individuen mit einer Randfläche, deren Projektion auf die Basis der Trace von $\infty P\dot{3}$ (130) parallel geht. Demnach ist die Zwillingsbildung auf der Basis nicht immer direkt sichtbar. —

Eine sehr regelmäßige zonare Struktur in konzentrischen Hexagonen ist zumal bei den schönen kanadischen Chloritoiden verbreitet. Dabei sind stets die zentralen Teile tiefer gefärbt, als die peripherischen. — Auch die Sanduhrstruktur (Bd. I. 2, Taf. IX, Fig. 2) kommt vor und geht dann unbeirrt durch die Zwillingslamellen.

Koh.: Spaltbarkeit nach der Basis, etwa von der Vollkommenheit der Augitspaltung, bei weitem unvollkommener als bei Glimmern. Die Spaltblättchen sind spröde. — Bei den großblättrigen Ottrelithen auch eine unvollkommene Spaltung nach einem Flächenpaar, deren Tracen auf oP (001) sich unter angenähert 120° schneiden. Die dieser Spaltung entsprechenden Risse sind spärlich, kurz, und gehen in unregelmäßige Sprünge über. — Hier und da auch Spaltrisse, kurz und unvollkommen, parallel der Diagonale des stumpfen Winkels der sich unter angenähert 120° schneidende Blätterdurchgänge. — Allverbreitet sind regellos verlaufende Sprünge, die einer Zerklüftung entsprechen. Daß diese nicht einem Kohäsionsverhältnis im Ottrelith Ausdruck geben, sondern ein Druckphänomen sind, ergibt sich aus ihrem gelegentlichen Parallelismus in mehreren oder allen Individuen eines Präparats, welches auch ihre Lage sei und aus dem nicht seltenen Eindringen der Gesteinsmasse auf diesen Sprüngen. — H. = 6—7. — Sp. G. = 3.53—3.55.

Mit schmelzendem Ätzkali erhält man auf den Spaltflächen nach oP (001) Ätzfiguren von trigonalen, rhombischen oder hexagonalen Umrissen, deren Form und Orientierung gegen die randlichen Spaltflächen Fig 138 am Sismondin des Chisonetales wiedergibt. Auf allen untersuchten Vorkommnissen haben diese Ätzfiguren die gleichen Formen und die gleiche Orientierung gegeneinander und gegen den Pleochroismus, wie die natürlichen Randflächen; und wo immer diese selbst oder die ihnen entsprechenden Spaltrisse sichtbar waren, lagen die Umrisse der Ätzfiguren anscheinend parallel auch diesen. Die mikroskopischen Messungen ergaben dementsprechend im Mittel für den ebenen Scheitelwinkel der gleichschenklig dreieckigen Ätzfiguren etwa 62°—63°, für den ebenen Winkel an der Basis derselben 58°—59°. Doch schwankten die Messungen und diese Zahlen zeigen die Maxima der Abweichungen von 60°. Gerade in den besten Präparaten, welche das Vorkommnis aus dem Chisonetale lieferte, lagen die Werte für alle Winkel sehr nahe bei 60° oder waren von diesem Werte überhaupt nicht sicher zu unterscheiden.[1])

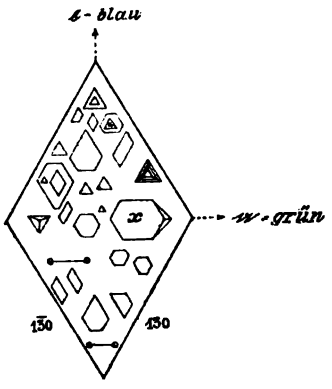


Fig. 138.

Opt.: Glasglanz auf der Spaltfläche, matter harziger Schimmer auf Bruchflächen. Farbe grünlichgrau, schwärzlichgrau, graugrün, dunkelgrün, selten grasgrün oder farblos. — Brechungsvermögen hoch, positive Doppelbrechung schwach. — $\beta = 1.741$ bei Gaslicht an einem Prisma des Sismondins vom Chisonetal, $\beta - \alpha = 0.0098$ an demselben Vorkommen, mit dem Kompensator gemessen. — Nach A. Ch. Lane (9) ist n = 1.75, nach

[1]) Sehr auffallend ist es, daß hier und da (es wurde beobachtet bei Blättchen von dem Chisonetale, von Leeds und von Prägraten) ein Flächenpaar der Ätzfigur (s. $x$ in Fig. 138) nur einseitig von der Symmetrieebene aufzutreten scheint. Das würde, die Richtigkeit der Beobachtung vorausgesetzt, auf einen Hemimorphismus nach der b-Axe schließen lassen. Aber trotzdem sich auch in den mir vorliegenden Angaben von Sanger diese Beobachtung findet, halte ich sie nicht für unbedingt sicher, sondern vermute eine Überlagerung mehrerer Ätzfiguren in durchgeätzten Lamellen.

der Chaulnesschen Methode gemessen, $\gamma - \alpha = 0.007$; nach A. Lacroix (8) $\gamma - \alpha = 0.015$; nach Duparc und Mrazec (12) am Chloritoid von Lainiciu im Juiltale, Distrikt Gorjiu, rumänische Karpathen $n = 1.77$, $\gamma - \alpha = 0.016$. — Ebene der optischen Axen senkrecht zur Symmetrieebene, $b = a$. Die spitze positive Bisektrix tritt auf der Basis schief gegen die Normale aus, $c : c = 12^0$—$21^0$, aber herabsinkend bis fast auf Null. — Starke Dispersion der Bisektricen $c : c_\varrho > c : c_v$; an Chisone-Sismondin $c : c_\varrho = 4^0$ etwa, $c : c_v = 2^0$ etwa bei Benutzung von rotem und blauem Glase; nach Duparc und Mrazec (12) bei Chloritoid von Lainiciu $c : c_\varrho = 21^0$, $c : c_v = 17^0$, wenn c die Normale zur Spaltung bedeutet. — Die Bisektricendispersion wird um so auffallender, je größer die Auslöschungsschiefe ist. — Axendispersion deutlich horizontal mit $\varrho > v$. 2V meistens groß, aber stark schwankend.

Die Zwillingsbildungen, die starke Zerklüftung, die Sprödigkeit und die tiefe Färbung der Ottrelithe setzen der Untersuchung große Schwierigkeiten entgegen. Man muß sehr dünne Präparate anwenden, damit man nicht Zwillinge, sondern einfache Individuen vor sich habe. Besonders die Erscheinungen im konvergenten Lichte auf der Hauptspaltfläche oP (001) werden oft durch den Zwillingsbau und durch Knickungen auf dieser Fläche gestört und undeutlich, wodurch z. T. die Angaben über den triklinen Charakter der Ottrelithmineralien bedingt sein mögen. Allenthalben liegt die Trace der Axenebene (Fig. 138) in der Diagonale des stumpfen Winkels eines randlichen Flächenpaares und parallel dem dritten Flächenpaare, dementsprechend auch in der Diagonale des stumpfen Winkels der Ätzfiguren und der randlichen Spaltflächen und steht somit senkrecht auf der Symmetrieebene. Vollkommene und nicht verzwillingte Spaltblättchen nach oP (001) von Natic, Prägraten und Chisone gaben schiefen Austritt der spitzen positiven Bisektrix in der Halbierenden des Gesichtsfeldes mit sehr wechselnder Größe der Schiefe, die im Sismondin von Chisone kaum merklich ist. Bei nicht absolut einwandfreien, zumal dickeren und nicht ganz planparallelen Präparaten liegt der Austritt der Bisektrix fast stets doppelt schief gegen den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes und gibt dann den Erscheinungen triklinen Charakter. In mehreren Fällen wurde ein fast oder genau senkrechter Bisektricenaustritt mit gestörtem Axenbilde bei kleinem bis sehr kleinem Axenwinkel beobachtet, was offenbar auf innige Zwillingsverwachsung zurückzuführen ist. In Blättchen nach oP (001) aus Zwillingen, die sich mit einer Randfläche berühren, schneiden sich die Axenebenen in den Einzelindividuen unter anscheinend 60°. Der Winkel 2E wurde am Sismondin des Chisonetales nach Mallards Methode im Tageslicht gefunden zu 88° 40′ im Mittel aus fünf nahezu übereinstimmenden Messungen. Bei Anwendung von rotem Glas ergab sich $2E = 95^0\ 5'$, bei blauem Glas $2E = 78^0\ 50'$. Doch scheint dieser Winkel nicht unbeträchtlich zu schwanken und ist bei den meisten sonst untersuchten Vorkommnissen größer. So gibt Des Cloizeaux (2) unter anderem für Sismondin von Zermatt bei Anwendung von farbigen Gläsern $2E_\varrho = 111^0\ 50'$—$117^0\ 48'$, $2E_{gr} = 108^0\ 44'$, für Sismondin von Chisone $2E_\varrho = 101^0\ 26'$, $2E_{gr} = 91^0\ 22'$, Ch. Barrois (5) für Chloritoid des Morbihan $2V = 45^0$—$55^0$, A. von Lasaulx (6) für den von Ile de Groix $2E = 65^0$—$70^0$.

Alle Mineralien der Ottrelithgruppe (mit Ausnahme der wenigen farblosen Vorkommnisse) sind durch einen in hohem Grade charakteristischen Pleochroismus ausgezeichnet, der für die Bestimmung von größter Wichtigkeit ist. In den Basalschnitten ist der parallel der Axenebene schwingende Strahl olivengrün, der dazu senkrechte pflaumenblau bis indigoblau; in den zur Spaltbarkeit geneigten Schnitten ist der

zur Spaltung genau oder fast genau senkrecht schwingende Strahl gelbgrün bis farblos, der in oder nahezu in derselben oscillierende entweder blau oder olivengrün. Danach hat man c = gelbgrün bis gelblich, farblos, b = pflaumenblau bis indigoblau, grünlichblau, a = b olivengrün (Fig. 138).

Reakt.: V. d. L. schwer oder kaum schmelzbar zu meistens magnetischer Perle. — Durch Salzsäure nicht, durch konz. Schwefelsäure zerstörbar.

Diagn.: Die hohe Lichtbrechung in Verbindung mit der schwachen Doppelbrechung, die starke Bisektricen- und Axendispersion und der eigentümliche Pleochroismus unterscheiden die Ottrelithe von allen anderen monotom spaltenden Silikaten.

Vork.: Die Ottrelithmineralien sind vorwiegend auf dynamometamorph veränderte phyllitische Schiefer, Quarzite und verwandte Gesteine beschränkt und für diese in hohem Grade bezeichnend. Solche Schiefer wurden aus den Ardennen von A. Renard und Ch. de le Vallée-Poussin (3) von d'Acchiardi (10) von Serravezza im Apennin, von H. von Foullon (7) aus Steiermark, von C. Schmidt (13) von Curaglia im Val Medels in Graubünden, von E. Kalkowsy (14) von Röhrsdorf und Nieder-Rabenstein in Sachsen, von W. Maynard Hutchings (15) von Tintagel in Nord-Cornwall, von Geo. Barrow (16) von Kincardineshire in Schottland, von Fr. Becke (4) von der Halbinsel Chalcidice, von A. Ch. Lane (9) und W. H. Hobbs (18) aus Michigan, von Ch. L. Whittle (17) aus den Green Mountains in Vermont, von Geo. W. Card (20) aus Neu-Süd-Wales beschrieben. Vorkommnisse dieser Art pflegen in großer Menge die Gesteinsgemengteile Quarzkörnchen, Rutilnädelchen, Turmalin- und Zirkonkryställchen, Graphitteilchen usw., der Gesteinsschichtung parallel geordnet, als Einschlüsse zu enthalten. Um solche Zirkoneinschlüsse beobachtete Whittle auch die in Glimmern, Cordieriten usw. häufigen pleochroitischen Höfe. Die Ottrelithmineralien liegen im allgemeinen nicht parallel der Gesteinsstruktur, sondern regellos gegen diese verteilt, sind aber bisweilen untereinander auf gewisse Erstreckung hin parallel geordnet. — In anderen Fällen begleiten sie den Glaukophan, so bei Zermatt, im Val Chisone, auf der Insel Groix in der Bretagne usw. Derartige Vorkommnisse beschrieben Ch. Barrois (5) und A. von Lasaulx (6); hier pflegen sie mehr oder weniger frei von Einschlüssen zu sein. — A. de la Durandière (19) fand Ottrelith in Andalusit-führenden metamorphen Schiefern von St. Barthélemy, SO von Alençon. — Überraschend ist das Vorkommen eines Ottrelithminerals in den Olivinallaliniten des Wallis, welches R. W. Schäfer (4) feststellte. — A. E. Törnebohm (22) beschreibt Chloritoid aus Quarz von Kolmarden in Schweden.

Umwandl. Ch. L. Whittle (17) erwähnt eine Umwandlung des Ottreliths in Chlorit. Sonst sind Verwitterungs- und Umwandlungsphänomen nicht bekannt.

---

L. J. Igelström und Mats Weibull (23) beschreiben unter dem Namen Bliabergit ein in rundlichen, bisweilen vierseitigen Platten von gepreßtem Aussehen in dem Damouritschiefer von Bliaberg im Kirchspiel Ransäter in Wermland vorkommendes monoklines Mineral. Äußerlich rotbraun mit H = 4.5, im Innern ein frischer dunklerer graugrüner Kern mit H. = 7; Sp. G. 3.6 etwa. Nach einem Pinakoid spaltbar. Mikroskopisch verunreinigt durch Hämatit, Quarz, Disthen und Limonit. — Stark pleochroitisch mit b indigoblau, a grün, c farblos bis gelblich. $n > 1.7$; $\gamma - \alpha = 0.08$. Positive Bisektrix etwa 10° schief zur Normalen der Spaltfläche. Axenebene parallel (010). Chem. Zus. $SiO_2 + H_2O = 45.25$, wovon etwa 4.6 Wasser ist, $Al_2O_3$ 32.39, FeO 21.06, MgO 1.20, MnO Spur.

Literatur: (1) S. W. A. 78. 1878. Nov. — (2) Bull. Soc. min. Fr. 7. 1884. 80. — (3) Annales de la Soc. Géol. de Belgique. 6. 1879. 51. — (4) T. M. P. M. 1. 1878. 269.

— (5) Bull. Soc. min. Fr. 7. 1884. 37. — (6) Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn 3. Dezember 1883. — (7) Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. 33. 1883. 220. — (8) Bull. Soc. min. Fr. 9. 1886. 42. — (9) Amer. Journ. 42. 1891. 499. — (10) Atti Soc. tosc. di Sc. nat. Pisa. 8. fasc. 2. 1886. — (11) Amer. Journ. 38. 1889. 392. — (12) C. R. 116. 1893. 601. — (13) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. 25. Bern 1891. Anhang pg. 201. — (14) N. J. 1882. 1. 232. — (15) Geol. Mag. 6. 1889. 53 und 101. — (16) Q. J. G. S. 54. 1898. 149. — (17) Bull. geol. Soc. Amerika. 4. 1893. 147. — (18) Amer. Journ. 50. 1895. 125. — (19) Bull. Soc. min. Fr. 18. 1895. 398. — (20) New South Wales geol. Survey. Record 5. 1. 31 Sydney 1896. — (21) T. M. P. M. 15. 1895. 10. — (22) G. F. i Stockholm Förhdl. 14. 1892. 137. — (23) G. F. i Stockholm Förhdl. 18. 1896. 41 und 515.

## Die Epidotgruppe

umfaßt die durch ausgezeichneten Isomorphismus verbundenen Arten des Epidots im engeren Sinne oder Pistazits mit der Unterart Klinozoisit, des Manganepidots oder Piemontits und des Cerepidots oder Orthits.

### 1. Pistazit und Klinozoisit.

Chem.: $Al(SiO_4)_3(Al, Fe)_2Ca \cdot CaOH$. — Die Fe-reichen Epidote heißen Pistazite, die eisenarmen bis -freien Klinozoisite.

$a : b : c = 1.5787 : 1 : 1.8036$, $\beta = 64° 37'$.

Morph.: M = oP (001), T = $\infty P\bar{\infty}$ (100), P = $\infty P\dot{\infty}$ (010), r = $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), e = $-P\bar{\infty}$ (101), l = $2P\bar{\infty}$ ($\bar{2}01$), z = $\infty P$ (110), o = $P\dot{\infty}$ (011), n = P ($\bar{1}11$) u. a. Formen. — Zwillinge nach T (100) häufig (Fig. 141), selten mit lamellarer Wiederholung. -- Zwillinge nach M (001) selten.

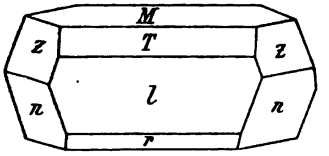


Fig. 139.

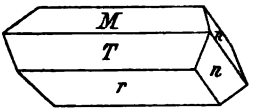


Fig. 140.

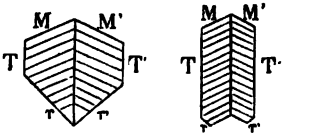


Fig. 141.

Habitus prismatisch gestreckt nach der Symmetrieaxe (Fig. 139 und 140), in den Gesteinen gewöhnlich nur mit n ($\bar{1}11$) an den Enden. — Stengel ohne krystallographische Endigung, oft rundlich durch starke Häufung von Querprismen. r gewöhnlich breiter als T. — Stenglige Aggregate. — Rundlich eckige Körner und körnige Aggregate.

| | | |
|---|---|---|
| $001 : 100 = 64° 37'$ | $001 : 011 = 58° 28'$ | $\bar{1}00 : \bar{1}11 = 69° 2'$ |
| $001 : \bar{1}01 = 63° 42'$ | $001 : \bar{1}11 = 75° 11'$ | $\bar{1}11 : 11\bar{1} = 70° 29'$ |
| $001 : \bar{2}01 = 89° 26'$ | $001 : 110 = 75° 45'$ | $100 : 10\bar{1} = 51° 41'$ |
| $001 : 101 = 34° 43'$ | $100 : 110 = 55°$ | $010 : \bar{1}11 = 35° 15'$ |

Die Durchschnitte aus der orthodiagonalen Zone sind meistens mehr oder weniger leistenförmig, die Schnitte nach der Symmetrieebene sechsseitig, auch rhombisch durch Zurücktreten von T (100) oder rundlich. Die bei den aufgewachsenen Krystallen so

häufige Zwillingsbildung erscheint bei dem Epidot als Gesteinsgemengteil im ganzen selten, in einzelnen Vorkommnissen allerdings reichlich. Sie wurde mikroskopisch wohl zuerst von Fr. Becke (1) und H. Reusch (2) beschrieben.

Koh.: Spaltung nach M (001) vollkommen; die ihr entsprechenden Spaltrisse sind scharf, aber gewöhnlich nicht zahlreich. Der weniger vollkommenen Spaltung nach T (100) entsprechen nur spärliche Risse (Bd. I. 1, Taf. V, Fig. 3). Der Winkel der beiden Spaltrißsysteme schwankt von 64° 37′ auf (010) bis 0° auf (100) in Schnitten der Prismenzone. H. = 6.5. — Sp. G. = 3.3—3.5.

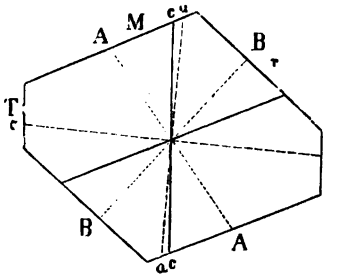
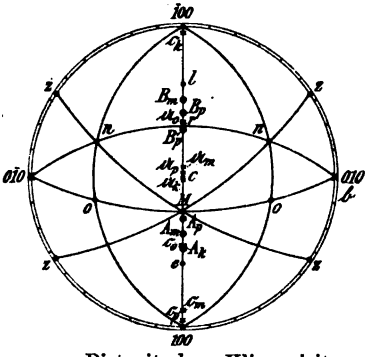


Fig. 142.

Opt.: Glasglanz. — Farbe pistaziengrün, gelbgrün, graugrün, grau bis farblos, selten bräunlich, gelb oder rötlich (Withamit). Im durchfallenden Lichte hellgrün bräunlich, gelblich, rötlich bis farblos. — Brechungsvermögen hoch, Doppelbrechung hoch bei negativem Charakter (Pistazit), niedrig bei positivem Charakter (Klinozoisit), in weiten Grenzen schwankend, selbst an verschiedenen Stellen desselben Individuums und anscheinend mit abnehmendem Eisengehalt sinkend. — Winkel der optischen Axen groß und mit dem Eisengehalt um die negative Bisektrix wachsend. — Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene, b = b (Fig. 142). Die negative Bisektrix nur 2°—3° im spitzen Winkel $\beta$ gegen die Vertikalaxe geneigt bei Epidot, im stumpfen Winkel $\beta$ eben-



$p$ = Pistazit, $k$ = Klinozoisit, $m$ = Piemontit, $o$ = Orthit. Man wolle zwischen $a_o$ und $B_m$ statt $B_p$ lesen $B_k$.

Fig. 143.

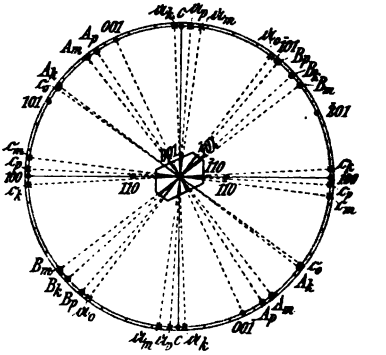

Bedeutung der Buchstaben, wie auf Fig. 143.

Fig. 144.

soviel bei Klinozoisit. Fig. 143 gibt die Projektion der optischen Konstanten der Epidotmineralien auf den Horizontaldurchschnitt des Prismas, Fig. 144 die Projektion auf die Symmetrieebene.

Epidot, Knappenwand, Sulzbachtal: $\alpha_\varrho = 1.7305$, $\beta_\varrho = 1.7540$, $\gamma_\varrho = 1.7677$ $-2V_\varrho$[1]$) = 73°48'$ C. Klein (3)

„ Rothenkopf, Zillertal: $\alpha = 1.7238$, $\beta = 1.7291$, $\gamma = 1.7343$ $-2V_{li} = 90°0'$ E. Weinschenk (4)

„ Zillertal[2]: $\alpha_{na} = 1.720$, $\gamma_{na} = 1.7344$ $-2V_{na} = 87°46'$ E. H. Forbes (12)

Klinozoisit, Huntington, Mass.: $= 1.714$, $\beta_{na} = 1.716$, $= 1.724$ $-2V_{na} = 90°32'$ E. H. Forbes (12)

„ Goslerwand, Prägraten: $\alpha = 1.7176$, $\beta = 1.7195$, $\gamma = 1.7232$ $-2V_{li} = 99°50'$ E. Weinschenk (4)

| | | | |
|---|---|---|---|
| Knappenwand (16 % $Fe_2O_3$) | $\gamma-\alpha = 0.0372$ | $\gamma-\beta = 0.0137$ | $\beta-\alpha = 0.0235$ |
| Zillertal (7.9 % $Fe_2O_3$) | $= 0.0144$ | | |
| Huntington (6.2 $Fe_2O_3$) | $= 0.010$ | $= 0.008$ | $= 0.002$ |
| Rothenkopf (4 % $Fe_2O_3$) | $= 0.0105$ | $= 0.0052$ | $= 0.0053$ |
| Goslerwand (2 % $Fe_2O_3$) | $= 0.0056$ | $= 0.0037$ | $= 0.0019$ |

| | | | |
|---|---|---|---|
| Knappenwand | $2V_{a_{rot}} = 73°48'$ | $2V_{a_{gelb}} = 73°39'$ | $2V_{a_{grün}} = 73°26'$ |
| Rothenkopf | $2V_{a_{li}} = 90°$ | $2V_{a_{na}} = 89°16'$ | $2V_{a_{tl}} = 88°$ |
| Goslerwand | $= 80°50'$ | $= 81°40'$ | $= 83°$ ca. |
| Huntington | $2H_{a_{li}} = 93°10'$ | $2H_{a_{na}} = 93°25'$ | $2H_{a_{tl}} = 93°51'$ |

Von weiteren Bestimmungen gab außer C. Klein, in dessen grundlegender Arbeit auch die geschichtliche Entwicklung der Kenntnisse von der Optik des Epidots mitgeteilt wird, A. Des Cloizaux (5) für grünen Epidot von Nord-Carolina $\beta = 1.748$, $2V = 75°46'$, für bräunlichgrünen aus der Schweiz $\beta = 1.720$, $2V = 87°49'$, für dunkelgrünen $\beta = 1.753$, $2V = 74°$ in rotem Licht, Artini (6) für Epidot von Mortigliano, Elba $\beta_{na} = 1.7527$, $2V_{na} = 73°59'$, von Patresi auf Elba $\beta_{na} = 1.7435$, $2V_{na} = 77°54'$, Stöber (7) für Epidot von Quenast $\beta_{na} = 1.7435$, $2V_{na} = 78°8'$, Gio. Boeris (8) für Epidot von Comba di Compare Robert, Avigliana, $2V_{rot} = 76°16'$, $2V_{na} = 76°1'$, $2V_{grün} = 75°45'$. — Die stärkste Doppelbrechung beobachtete W. Ramsay (9) bei Epidot von Traversella mit $\gamma-\alpha = 0.061$; er brachte bereits die Höhe dieses Wertes mit dem Eisengehalt in Beziehung.

Fig. 143 läßt erkennen, daß alle Schnitte in der orthodiagonalen Zone des Epidots gerade Auslöschung und einen Axen- oder Bisektricenaustritt und zur Spaltrichtung senkrechte Lage der optischen Axenebene zeigen müssen. An der auf M (001) austretenden Axe ist in der Diagonalstellung der Hyperbelsaum innen grün, außen rot, an der auf r ($\bar{1}01$) austretenden umgekehrt innen rot, außen grün. — In der Zone 100 : 010 wechseln die Auslöschungsschiefen gegen die Spaltrisse von 0° auf T(100) bis etwa 28° auf P(010). — Ebenso liegen die Auslöschungsschiefen in der Zone M : T zwischen 0° und etwa 28° gegen die Spaltrisse.

Die Bisektricendispersion ist schwach bei den eisenreichen Epidoten. C. Klein gibt für die von der Knappenwand $c : a = 2°56'$ für rotes, 2°26' für grünes Licht im spitzen Winkel $\beta$. Nach E. H. Forbes (12) ist in den inneren grünlichen Teilen des Zillertaler Epidotes $c : a = 0°30'$ im spitzen Winkel $\beta$, in den äußeren, rötlichen Teilen $c : a = 0°30'$ im stumpfen Winkel $\beta$, bei dem Klinozoisit von Huntington $c : a_{li} = 1°51'$, $c : a_{na} = 2°9'$, $c : a_{tl} = 2°12'$. Danach ist bei den Pistaziten $c : a_\varrho > c : a_v$, bei den Klinozoisiten $c : a_\varrho < c : a_v$. Nach mündlicher Mitteilung von H. Preiswerk (42) ist im Klinozoisit eines Amphibolits in den Bündner Schiefern von der Inneren Nanzlücke am Simplon $c : a_{li} = 1°58'$, $c : a_{na} = 2°28'$, $c : a_{tl} = 3°2'$, $\gamma-\alpha = 0.01$. — Auch F. von Wolff (43) beschreibt Klinozoisit von sehr starker Bisektricendispersion und starker Axendispersion $\varrho < v$ aus einem Steinbeil. Auch aus der unvollkommenen Auslöschung klinopinakoidaler Schnitte besonders bei den hellgefärbten Gliedern der Reihe muß man auf stärkere Bisektricendispersion der eisenarmen Epidote schließen.

---

[1]) Um die Bisektrix a.

[2]) Aus $2H_o$ und $2H_a$ wurde berechnet $\beta_{na} = 1.745$.

Pleochroismus kräftig in dickeren Platten bei höherem Eisengehalt, wenig auffallend im Dünnschliff.

| | a gelb | b braun | c grün |
|---|---|---|---|
| Knappenwand | | | |
| Avigliana | sehr blaßgelb | hellgrünlichgelb | gelblichgrün |
| Rothenkopf (grün) | blaß citrongelb | gelblichgrün mit Stich ins Blauviolett | lebhaft rosa |
| „ (rötlich) | citrongelb ins Grün | „ | licht weingelb |
| Huntington | fast farblos mit Stich ins Lavendelblau | lavendelblau | farblos mit Stich ins Grün |
| Zillertal (rötlich) | blaßgrün | pflaumenblau | blaßrosa |
| „ (grünlich) | farblos | „ | farblos |

Bei den gesteinsbildenden Epidoten ist im Dünnschliff a farblos bis hellgelbgrünlich, b gelblichgrün, grünlichgrau, hellavendel, c zeisiggrün bis hellgelbbraun. — Die Unabhängigkeit der Absorptionsaxen von den Elastizitätsaxen und ihre genaue Orientierung legte W. Ramsay (10) dar.

Reakt.: Schmilzt v. d. L. unter Aufblähen zu einer braunen Schlacke um so leichter, je höher der Eisengehalt ist. Wird von Salzsäure nicht angegriffen, nach dem Schmelzen aber davon unter Ausscheidung von Kieselgallert gänzlich zersetzt. — Schm.-P. für Epidot vom Untersulzbachtal 1250° nach Brun.

Diagn.: Vor der Verwechslung mit Pyroxenen schützt die Spaltbarkeit in den zur Längsrichtung transversalen Schnitten; in den zur Längsrichtung parallelen liegt bei Pyroxen die Trace der Ebene der optischen Axen parallel, bei Epidot senkrecht zu den Spaltrissen.

Vork. Der eisenreiche Pistazit und der eisenarme Klinozoisit unterscheiden sich durch die Stärke der Doppelbrechung, die bei letzterem den Wert $\gamma - \alpha = 0.010$ nicht überschreitet, durch den optisch negativen Charakter und die Axendispersion $\varrho > v$ um die spitze Bisektrix bei Epidot, den optisch positiven Charakter und die Dispersion $\varrho < v$ um die spitze Bisektrix und besonders durch die bei Pistazit nicht merkbare, bei Klinozoisit sehr auffallende Bisektricendispersion. Es sind aber nur durch das Komponentenverhältnis verschiedene Mischungen des reinen Al- und des reinen Fe-Moleküls. Sie treten nebeneinander in denselben Gesteinen, ja besonders gern in bald regelmäßig zonarer Umwandlung, bald unregelmäßiger Durchdringung nebeneinander in demselben Krystall auf und zeigen dann selten scharfe Grenzen gegeneinander, sondern gehen, offenbar durch allmählichen Wechsel des Mischungsverhältnisses ineinander über. Für die gesteinsbildenden Epidote ist diese häufige Mischung geradezu charakteristisch.

Ob Epidot je als ursprünglicher Gemengteil eruptiver Gesteine auftrete, ist zum mindesten zweifelhaft, vgl. Orthit. Als Produkt der Verwitterung ist er dagegen neben Muscovit und Chlorit wohl das verbreitetste Silikat in denselben. So bildet er sich in den sauren wie basischen Eruptivgesteinen aus den Feldspaten unter Mitwirkung der aus den farbigen Gemengteilen entstehenden Lösungen. Der sog. Saussurit besteht oft vorwiegend aus Epidot und Klinozoisit. Wo immer Ca- und Mg-haltige Silikate chloritisieren, ist der Epidot ein stetes Nebenprodukt, wenn der Kalk nicht als Karbonat gebunden oder fortgeführt wird. So findet man ihn bei der atmosphärischen Zersetzung der Pyroxene, Amphibole, Biotite und Granate.

Als wesentlicher Gemengteil erscheint er in den mit körnigem Kalk äquivalenten Lagergesteinen (Granatfels, Epidotfels, Erlan, gewissen Amphiboliten), in Paragonit- und Glaukophanschiefern, woraus ihn Ch. Barrois (13), A. von Lasaulx (14), O. Luedecke (15) u. a. beschrieben, in Kalksilikatfelsen, Kalkphylliten und Grünschiefern, in Chloritschiefern und in einer weit verbreiteten Gruppe von Epidotgneißen, worin ihn besonders A. E. Törnebohm (16), H. von Foullon (17), H. Reusch (18),

Fr. Becke (19), J. Bachinger (20), A. Lacroix (21) schon früh bestimmten. — Ebenso gehört er zu den verbreitetsten Bildungen in den Kalksilikathornfelsen.

Umwandl. Verwitterungs- und Umwandlungsphänomene fehlen bei den gesteinsbildenden Epidoten anscheinend durchaus. Doch beschreibt P. von Jeremejeff (22) Pseudomorphosen von apfelgrünem Vesuvian mit wenig gelblichbraunem Granat und einzelnen Klinochlorblättchen nach Epidot aus Drusen in derbem Vesuvian der Jeremejeffschen Grube, Bezirk Slatoust und solche von graulichgrünem Klinochlor mit rötlichbraunen Granatkörnern nach Epidot von der Paraskeria-Grube im Schischimgebirge, Ural.

Die künstliche Darstellung des Epidots ist noch nicht gelungen.

## 2. Piemontit oder Manganepidot.

Chem.: $Al(SiO_4)_3(Al, Mn, Fe)_2Ca \,.\, CaOH$.

$a : b : c = 1.6100 : 1 : 1.8326$, $\beta = 64^\circ\ 39'$.

Morph.: Wie bei Epidot. Habitus und Zwillingsbildung ebenso. Stengel und stenglige bis fasrige Aggregate. — Eckige Körner.

$001 : \bar{1}01 = 63^\circ\ 30'.5$ $\quad 100 : 11\bar{1} = 69^\circ\ 22'.5$ $\quad 010 : \bar{1}11 = 34^\circ\ 45'.5$

$001 : 101 = 34^\circ\ 40'$ $\quad 110 : 11\bar{1} = 28^\circ\ 46'$ $\quad 001 : \bar{1}11 = 75^\circ\ 16'$

$001 : \bar{1}02 = 34^\circ\ 13'$ $\quad 110 : 1\bar{1}0 = 111^\circ$.

Koh.: Spaltung wie bei Epidot. H. = 6.5. — Sp. G. = 3.40.

Opt.: Glasglanz. Farbe rötlichschwarz, braunrot, kirschrot. Im durchfallenden Licht rot und gelb in verschiedenen Tönen. Strichpulver rötlich. Licht- und Doppelbrechung analog wie bei Pistazit, ebenso die symmetrische Lage der Axenebene mit $b = \mathfrak{b}$.

Am Piemontit von St. Marcel

$c : a_{li} = 7^\circ 26'$, $c : a_{na} = 6^\circ 41'$ nach H. Laspeyres (23) im spitzen Winkel $\beta$.

Am Piemontit vom Jakobsberg Nordmarken

$c : a_\varrho = 4^\circ\ 34'$, $c : a_\gamma = 5^\circ\ 20'$ nach G. Flink (24).

$\gamma - \alpha = 0.05$ am Withamit von Glencoe nach A. Lacroix (11), aber wie bei Pistazit stark wechselnd.

2V wachsend mit dem Gehalt an Mn. Bei Piemontit von Jakobsberg, der noch optisch negativ ist, fand Flink $2V_\varrho = 88^\circ\ 44'$, die Mnreicheren Piemontite sind optisch positiv, d. h. $-2V > 90^\circ$.

Pleochroismus kräftig und charakteristisch.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Piemontit, St. Marcel | a orange | b dunkelamethyst-farben | c dunkelpyroprot, | A. Laspeyres (26) |
| „ Ile de Groix | gelb | hellrosa | lebhaft rosa, | A. Lacroix (25) |
| „ „ | gelb | hellrosa | karminrot, | H. Rosenbusch |
| „ Jakobsberg | orange | violett | karmin, | G. Flink (24) |
| Withamit, Glencoe | citrongelb | hellrosa | lebhaft rosa, | A. Lacroix (11) |
| Piemontit, South Mountain, Penn. | gelb bis orange | amethystfarben | karmin, | G. H. Williams (26) |

H. Laspeyres (23) bestimmte am Piemontit die Absorptionsphänomene und stellte fest, daß die Hauptabsorptionsaxen nicht mit den Elastizitätsaxen, natürlich mit Ausnahme von $\mathfrak{b} = b$ zusammenfallen.

Reakt.: Schmilzt v. d. L. unschwer zu schwarzem Glase, gibt mit Borax die Mn-Perlen. Unangreifbar von Salzsäure, nach dem Schmelzen darin unter Gallertbildung löslich.

Diagn.: Von Pistazit, Klinozoisit und Orthit unterschieden durch seinen Pleochroismus, von allen anderen Mineralien durch seine Epidotcharaktere.

Vork. In den Eruptivgesteinen bildet sich Piemontit gelegentlich reichlich aus den Mn-haltigen farbigen Silikaten und färbt dann die Gesteine schön rot, wie die als porfido rosso antico bekannten Porphyrite des Djebel Dokhan in Ägypten, die Porphyrite von Glencoe in Schottland und die Quarzporphyre der South Mountains in Pennsylvanien. — Weit verbreitet in Quarziten und sericitischen Gesteinen der oberen Abteilung des krystallinischen Schiefergebirges in Japan in Begleitung von Granat, Rutil und Eisenglanz. Auch in den Glaukophanschiefern tritt er auf. Das Verzeichnis der Fundorte gibt Bundjiro Koto (27).

### 3. Orthit oder Allanit (Cerepidot).

Chem.: $Al(SiO_4)_3(Al, Fe, Ce)_2(CaFe) . CaOH$. Neben Ce treten die anderen Metalle der Cergruppe, sowie der Yttriumgruppe, neben Fe auch kleine Mengen von Mn und Mg, endlich auch kleine Mengen von Alkalien auf.

$a : b : c = 1.5507 : 1 : 1.7684$, $\beta = 64^\circ\ 59'$.

Morph.: Wesentlich wie bei Epidot. — Habitus der Krystalle bald prismatisch gestreckt nach der Symmetrieaxe, bald nach der vertikalen Axe, auch tafelförmig nach T (100). — Zwillingsbildung wie bei Epidot. — Sehr oft derbe Massen, eckige Körner, auch stenglige Aggregate.

| | |
|---|---|
| $001 : 011 = 58^\circ\ 1'$ | $001 : \bar{1}11 = 74^\circ\ 48'$ |
| $001 : \bar{1}01 = 63^\circ\ 24'$ | $100 : 11\bar{1} = 68^\circ\ 41'$ |
| $001 : \bar{2}01 = 89^\circ\ 1'$ | $110 : 1\bar{1}0 = 109^\circ\ 8'$ |
| $001 : 101 = 34^\circ\ 53'$ | $\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ\ 24'.5$. |

Koh.: Spaltung nach M (001) in frischen Orthiten deutlich, nach T (100) nur spurenweise erkennbar. — Bruch uneben oder flachmuschlig. Sehr spröde. — H. = 5.5—6. — Sp. G. = 3.5—4.2.

Opt.: Glasglanz ins Halbmetallische; auf Bruchflächen fettig bis harzig. — Farbe pechschwarz mit meistens rostroter oder brauner, selten mit grau- bis bräunlichgrüner Verwitterungsrinde. Im durchfallenden Licht braun in verschiedenen Tönen, auch grau- bis grünlichgelb. — Lichtbrechung hoch; nach A. Michel-Lévy und A. Lacroix (28) $\beta = 1.682$ am Orthit von Näskile in Norwegen, $\alpha > 1.78$ am Orthit von Edenville. — Doppelbrechung von pistazitähnlicher Stärke, $\gamma - \alpha = 0.032$ nach A. Michel-Lévy und A. Lacroix, sinkend auf Null, wie bei so vielen Ce-haltigen Mineralien, die durch Umwandlung in einen gummiartigen Zustand übergehen. A. Sjögrén (29) beschreibt nach dieser Hinsicht eine Anzahl skandinavischer Orthite. Die Doppelbrechung ist am stärksten in den Orthiten der neovulkanischen Ergußgesteine, an

denen dann im Dünnschliff die Farben II. Ordnung erscheinen; in den Gneißen und Graniten gehen die Interferenzfarben des Orthits sehr selten über die I. Ordnung hinaus.

Die Ebene der optischen Axen liegt nach den übereinstimmenden Angaben von J. P. Iddings und Ch. W. Cross (30) und W. H. Hobbs (31), sowie nach zahlreichen eigenen Beobachtungen in der Symmetrieebene mit $b = \mathfrak{b}$; $a$ ist im spitzen Winkel $\beta$ gegen c unter etwa 36° geneigt (Fig. 145); doch fanden sich auch Schwankungen für $a : c$ bis zu mehreren Graden. Die Lage der Axe $a$ im spitzen Winkel $\beta$ ergab sich aus der gleichförmigen Lage in dem parallel mit Orthit verwachsenen Pistazit. Ebenso fand sie A. E. Törnebohm (32) im spitzen Winkel $\beta$ mit $a : c = 46° — 47°$ am Orthit von Gyttorp in Schweden und A. S. Eakle (34) am Orthit von Trotter Mine, Franklin Furnace, N. Y.

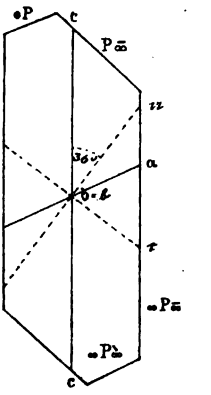


Fig. 145.

Der Charakter der Doppelbrechung ist noch unsicher. — A. Michel-Lévy und A. Lacroix (33) geben für Orthit aus dem Granitit von Pont Paul bei Morlaix (Finistère) $a$ im stumpfen Winkel $\beta$, diesen etwa halbierend. — Nach W. C. Brögger (35) ist am Orthit von Grefsenaas bei Chritiania die Ebene der optischen Axen senkrecht zur Symmetrieebene, der Charakter der Doppelbrechung wahrscheinlich negativ. $b = c$ und auf $\infty P\breve{\infty}$ (010) $a : c = 37° 30'$ im spitzen Winkel $\beta$, an anderen Stelle desselben zonarstruierten Individuums war $c : a$ nur etwa 28° 30'. Am Orthit von Arendal und Hitteroe schwankte der Winkel $c : a$ innerhalb der Grenzen von 41°—22°, auch an demselben Krystall z. T., betrug aber am häufigsten 34°—37°. Bei Arendaler Orthit lag jedoch die Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene und c im stumpfen Winkel $\beta$ war spitze Bisektrix.

Pleochroismus deutlich, so lange Doppelbrechung vorhanden ist.

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Orthit, | Ilchester | a hellgelbbraun | b kastanienbraun | c dunkelgraubraun, | Hobbs (31) |
| „ | Suhl | bräunlichgrau | kastanienbraun | dunkelkastanienbraun, | H. Rosenbusch |
| „ | Gyttorp | lichtgrüngrau | grünbraunrot | braungrün, | Törnebohm (32) |
| „ | Trotter Mine | gelblichbraun | dunkelrotbraun | dunkelgraulichbraun, | Eakle (34) |
| „ | Valsavaranche | hellgelbbraun | lebhaft rötlichbraun | sepiabraun, | V. Novarese (36) |
| „ | Pont Paul | grünlichgelb | rötlichbraun | braungelb, | Michel-Lévy und Lacroix (33) |
| „ | Grefsenaas | tiefbraun | bräunlichgelb | tiefbraunschwarz, | Brögger (35) |
| „ | Hiei, Prov. Sattu, Japan | grünlichbraun | rötlichbraun | bräunlichgelb, | T. Hiki (44) |

Absorption $c > b > a$.

Reakt.: V. d. L. zu schwarzem magnetischem Glase unter Aufblähen schmelzbar. Von HCl meistens deutlich angreifbar. Der Orthit gehört zu den pyrognomischen Mineralien.

Diagn.: Der hohe Brechungsexponent, die Farbe und der Pleochroismus in Verbindung mit dem Mangel einer guten Spaltbarkeit und der wechselnden Stärke der Doppelbrechung charakterisieren den Orthit.

Vork. Die weite Verbreitung des Orthits als mikroskopischer Übergemengteil in Eruptivgesteinen wurde von Iddings und Cross (30) dargetan. Sie erstreckt sich über Granite, Syenite, Eläolithsyenite und Diorite, sowie ihre paläo- und neovulkanischen Ergußformen und ihr Ganggefolge. Selbst in den theralitischen Gesteinen begegnet man dem Orthit noch gelegentlich. A. E. Törnebohm (37), der den Orthit schon 1884 aus ostsibirischen Gesteinen mikroskopisch beschrieben hatte, erkannte seine Verbreitung in den Epidotgneißen Wermlands. Das häufige Auftreten des Orthits in gewissen Orthogneißen des Schwarzwaldes wurde von der Bad. geolog. Landesanstalt nachgewiesen. — In Amphiboliten vom Gemeinacker bei Wild-Schapbach und anderen Punkten des Blattes Hornberg-Schiltach im Schwarzwald entdeckte ihn A. Sauer (41). Charakteristisch für alle nicht ganz frischen Orthite ist das Erscheinen eines rostbraunen Verwittrungshofes, durch den man oft auf ihre Anwesenheit aufmerksam gemacht wird, der äußerst häufige Schalenbau aus tiefer und heller gefärbten Schalen und die sich auf alle Glieder der Epidotfamilie erstreckende Parallelverwachsung miteinander. Besonders mit Pistazit ist der Orthit überaus oft parallel verwachsen und bildet dann stets den Kern, der Pistazit die äußere Hülle. Der Orthit ist dann stets idiomorph, der Pistazit bald idiomorph, bald auch allotriomorph und man kommt oft zu der Ansicht, daß sich der Pistazit auf Kosten des Orthits gebildet habe. W. H. Hobbs beschrieb solche Verwachsungen aus porphyrartigem Granit von Ilchester. A. Stella (38) beobachtete parallele Umwachsung des Orthits mit Piemontit, Pistazit und Zoisit in dieser Reihenfolge von innen nach außen in Gneißen und Glimmerschiefern des Val Varaila in den Cottischen Alpen. — In derselben Weise findet man öfter in Quarziten und Glimmerschiefern den Piemontit von Pistazit umwachsen. Hervorzuheben ist der Umstand, daß die mikroskopischen Orthite durchweg idiomorph sind, während dieses Mineral in großen Individuen der Pegmatite und pegmatitischen Ausscheidungen so oft derbe erscheint.

### Fouquéit. A. Lacroix (39).

Morph.: 0.5 mm lange, rundliche und korrodierte Nadeln. Monoklin. Polysynthetische Zwillingsbildung nach einer Querfläche.

Koh.: Spaltung nach einer schief oder senkrecht zur Nadelaxe gelegenen, als c (001) gedeuteten Fläche, welche mit der Längsrichtung der Nadeln Winkel von 90°—108° einschließt. Bei gerader Auslöschung ist die Spaltfläche senkrecht zur Längsrichtung, bei schiefer Auslöschung ist das Winkelmaximum 108° auf $\infty P\bar{\infty}$ (010). Sp. G. = 3.24—3.31.

Opt.: Glasglanz. Farbe zitronengelb bis weiß. — Brechungsvermögen nicht angegeben, $\gamma - \alpha = 0.020$. — Ebene der optischen Axen parallel zur Spaltung und senkrecht zur Symmetrieebene mit b = c als spitzer Bisektrix. 2V wenig abweichend von 90°, Dispersion der optischen Axen schwach $\varrho < v$. Gekreuzte Dispersion nicht erkennbar. — Pleochroismus schwach mit a farblos, b sehr blaßgelb, c farblos.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar. Von Salzsäure nicht angegriffen. Im Fourquignon-Leclercschen Ofen zu grünlich durchscheinendem, leicht mit Salzsäure gelatinierendem Glase schmelzbar mit sp. G. = 2.76. — Chemische Zus. der weißen Krystalle (a) mit sp. G. = 3.24, der gelben Krystalle (b) mit sp. G. = 3.31.

| | a | b |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 36.6 | 38.3 |
| $Al_2O_3$ | 32.5 | 31.9 |
| FeO | 1.9 | 4.4 |
| CaO | 23.9 | 23.5 |
| Glühverlust | 2.7 | 2.7 |
| | 99.9 | 100.8 |

Gemengteil eines Anorthitgneiß von Salem, Ceylon, begleitet von Pyroxen und Granat. In Kalksilikatfelsen von Schollach im Schwarzwald.

Lotrit, E. Munteanu-Murgoči (40).

Morph.: Feinkörnige Aggregate von stengliger Struktur. Monoklin.

Koh.: Eine gute Spaltbarkeit parallel zur Längsrichtung der Stengel. — Sp. G. = 3.23. — H. = 7.5.

Opt.: Farbe grünlich. — n = 1.67. — $\gamma - \alpha = 0.014$ im Maximum. — Größte Auslöschungsschiefe gegen die Stengelaxe 28°. Ebene der optischen Axen senkrecht zur Spaltung und quer gegen die Längsrichtung, b = c. 2E = 30°. Charakter positiv.

Chem. Zus. nach zwei Analysen, in denen eine Trennung des nicht beträchtlichen Gehaltes an $Fe_2O_3$ von $Al_2O_3$ nicht ausgeführt wurde: $SiO_2$ 38.02 (39.44), $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 30.90 (28.33), FeO 0.33, CaO 23.56 (22.21). MgO 2.80 (3.20), Glühverlust 6.24 (6.58), $Na_2O$ (0.93), Sa 101.85 (100.69). Daraus wird berechnet $2H_2O$, 3CaO, $2Al_2O_3$, $4SiO_2$. Aus der Analyse des gelben Fouquéits ergibt sich $H_2O$, 3CaO, $2Al_2O_3$. $4SiO_2$.

Tritt zusammen mit Klinozoisit in den Epidothornfelsen am Serpentin des Paringu-Massivs in Rumänien auf.

Literatur. (1) T. M. P. M. **2**. 1880. 34. — (2) N. J. **2**. 1883. 178. — (3) N. J. 1874. 1. — (4) Z. X. **26**. 1896. 156. — (5) Man. de Min. 1862. 248. — (6) Z. X. **14**, 589. — (7) Bull. Acad. Roy. Belg. **29**. 1895. Nr. 3. — (8) Atti R. Accad. Torino. **33**. 1897. 465. — (9) N. J. 1893. I. 111. — (10) Z. X. **13**. 123. — (11) Bull. Soc. min. Fr. **9**. 1886. 75. — (12) Amer. Journ. **51**. 1896. 26. — (13) Ann. Soc. geol. du Nord. Lille. **11**. 1883. — (14) Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn. **12**. 1883. — (15) Z. D. G. G. **28**. 1876. 248. — (16) G. F. i. Stockholm F. **6**. 1883. 185. — (17) Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **35**. 1885. 84. — (18) Silurfossiler og pressede Conglomerater i Bergenskifrene. Kristiania 1882. 140. — (19) T. M. P. M. **2**. 1879. 17—77. — (20) T. M. P. M. **6**. 1884. 46. — (21) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 83. — (22) Verhandl. Kais. russ. min. Ges. **29**. 1892. 239. — (23) Z. X. **4**. 1880. 435. — (24) Bihang till K. Vet.-Akad. Handl. Stockholm **13**. 1888. 52. — (25) Bull. Soc. min. Fr. **6**. 1885. 148. — (26) Amer. Journ. **46**. 1893. 52. — (27) Q. J. G. S. **43**. 1887. 474 und Journ. of the College of Sc. Imp. Univ. Tokyo. **1**. 1887. part. **3**. 303. — (28) Min. des roches. Paris. 1888. 185. — (29) G. F. i. Stockholm F. **3**. 1876. 258. — (30) Amer. Journ. **30**. 1885. 108. — (31) T. M. P. M. **11**. 1889. 1 und Amer. Journ. **38**. 1889. 223. — (32) G. F. i Stockholm F. **12**. 1890. 540. — (33) Bull. Soc. min. Fr. **11**. 1888. 65. — (34) Amer. Journ. **47**. 1894. 436. — (35) Z. X. **16**. 1890. 95. — (36) Boll. Com. geol. d'Italia. 1894. Nr. 3. — (37) G. F. i Stockholm F. **6**. 1882. 189. — Vega-Exped. vetensk. jakttagelser. **6**. 124. Stockholm 1884. — (38) Boll. R. Com. geol. d'Italia 1895. 291. — (39) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 327. — (40) Über die Einschlüsse von Granat- und Vesuvianfels in dem Serpentin des Paringu-Massivs (Rumänien) Bull. Societ. Sci. Bukarest **9**. 1900. Nr. 5 und 6. — (41) Erläuterungen zu Blatt Hornberg-Schiltach der geol. Spezialkarte des Großh. Baden. Heidelberg 1897. 20. — (42) Verhdl. naturf. Ges. Basel. **15**. 300. — (43) N. J. Centralblatt 1903. 51. — (44) Mem. of the College of Sci. und Engin. Kyoto Imp. Univ. **1**. 1903. 1.

## Mosandrit und Johnstrupit.

Chemisch nahe verwandt nach Analysen von H. Bäckström bei W. C. Brögger (1). I Mosandrit, II Johnstrupit.

| | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $ZrO_2$ | $ThO_2$ | $CeO_2$ | $Ce_2O_3$ [1]) | $Y_2O_3$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | MnO |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | 30.71 | 5.33 | 7.43 | 0.34 | 6.34 | 10.45 | 3.52 | — | 0.56 | 0.45 |
| II | 30.50 | 7.57 | 2.84 | 0.79 | 0.80 | 12.71 | 1.11 | 1.52 | 0.50 | Sp. |

| | CaO | MgO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $H_2O$ | F | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I | 22.53 | 0.63 | 2.44 | 0.38 | 7.70 | 2.06 | Sa | 100.87 | ab O | 0.86 | Sa 100.01 |
| II | 27.76 | 1.63 | 6.67 | 0.12 | 1.41 | 5.98 | | 101.91 | | 2.50 | 99.41 |

[1]) Mit $La_2O_3$ und $Di_2O_3$.

a : b : c = 1.6229 : 1 : 1.3911, $\beta = 86^\circ 56'$ nach Brögger (1), bzw. aus Bröggers Messungen richtig gestellt von Dana.

Morph.: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), b = $\infty P\infty$ (010), m = $\infty P$ (110), f = $\infty P\bar{2}$ (210) und andere Orthoprismen, d = $-P\bar{\infty}$ (101), x = $-2P\bar{\infty}$ (201), $\delta$ = $P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), $\xi$ = $2P\bar{\infty}$ ($\bar{2}01$), e = $-3P\bar{\infty}$ (301), $\varepsilon$ = $3P\bar{\infty}$ ($\bar{3}01$). Habitus nach a (100) tafelförmig und gestreckt nach der Vertikalen; unter den Prismen f (210) vorherrschend. — Zwillingsbildung nach a (100), auch in lamellarer Wiederholung häufig. — Am Mosandrit sind keine terminalen Flächen bekannt, die Winkel in der Prismenzone nicht merklich andere als bei Johnstrupit.

| | | |
|---|---|---|
| 100 : 210 = 39° 1′ | 100 : 101 = 47° 38′ | $\bar{1}00 : \bar{1}01$ = 51° 10′.5 |
| 100 : 110 = 58° 19′ | 100 : 201 = 29° 27′.5 | $\bar{1}00 : \bar{2}01$ = 31° 1′ |

Koh.: Spaltung nach a (100) gut; in sehr dünnen Schliffen auch Spuren von Spaltung nach b (010) und einer zu a (100) nahezu senkrechten Fläche, wohl c (001). Regellose Sprünge häufig. Sehr spröde. — H. = 4 und höher. — Sp. G. = 3.10—3.29 bei Johnstrupit, 2.93—3.07 bei Mosandrit.

Opt.: Glasglanz ins Harzige auf Krystallflächen; harzig bis fettig auf Bruchflächen. — Farbe bei dem seltenen frischen Johnstrupit bräunlichgrün, bei frischem Mosandrit tief rötlichbraun, bei beiden, wenn unfrisch, gelblich bis grünlichgelb. — Strich gelblichgrün bei Johnstrupit, blaßgelb bei Mosandrit. Im unfrischen Zustande haben beide erdiges Aussehen. — Bei durchfallendem Lichte sind Johnstrupit und Mosandrit im Dünnschliff gelblich bis farblos. — Brechungsvermögen und positive Doppelbrechung mäßig. — Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene mit starker Dispersion $\varrho > v$. b = $\mathfrak{b}$; c : $\mathfrak{a}$ (Fig. 146) nicht über

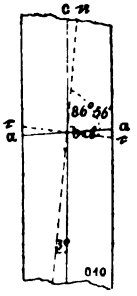
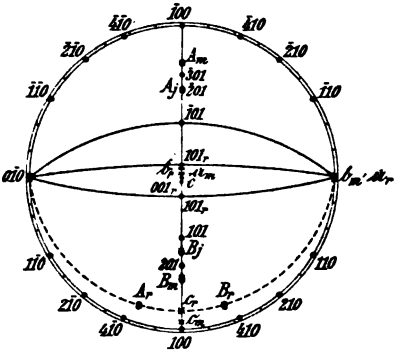



Fig. 146.



$m$ = Mosandrit, $j$ = Johnstrupit, $r$ = Rinkit.

Fig. 147.

3°, unbekannt ob im spitzen oder stumpfen Winkel $\beta$.[1]) — Dispersion der Bisektricen schwach. Fig. 147 gibt eine Darstellung der optischen

[1]) In Fig. 146 und 147 wurde nach Analogie des Rinkits der stumpfe Winkel $\beta$ angenommen.

Eigenschaften von Mosandrit, Johnstrupit und Rinkit zum Zweck ihrer Unterscheidung.

Am Johnstrupit von Barkevik

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| für Li: | $2H_a = 79°5'.5$, | $2H_o = 125°40'$, | $2V = 71°10'.5$ | |
| Na: | 77°42' | 127°40' | 69°54' | $\beta = 1.546$, $2E = 124°40'$ Brögger (1) |
| Tl: | 75°59'.5 | 131°11' | 68°20' | |

E. A. Wülfing maß im Na-Licht am Monsandrit von Låven $2H_a = 85°.3 \pm 0.3$ und $85°.1 \pm 0.5$ ($n_H = 1.4725$), in Jodmethylen ($n = 1.7409$) $2J_o = 98° \pm 1.0$. Daraus ergibt sich $V_{na} = 37°.7'$ und $\beta_{na} = 1.649$. Hieraus und aus den mit dem Kompensator gefundenen Werten

$$\gamma - \alpha = 0.0122,\ \gamma - \beta = 0.0087,\ \beta - \alpha = 0.0035 \text{ hat man}$$

$$\alpha_{na} = 1.6455,\ \beta_{na} = 1.649,\ \gamma_{na} = 1.6577,\ 2E_{na} = 128° 37'.$$

An einem Prisma von sehr kleinem Winkel (4° 46') fand A. Osann im Gaslicht direkt $\beta = 1.6184$. Ein anderes Prisma von 3° 30' brechendem Winkel gab zwei Bilder, deren keines bei irgend einer Stellung des Analysators verschwand, wohl die Folge von Zwillingslamellen im Prisma. Das eine Bild lieferte $\beta = 1.6187$. — Diese versteckte Zwillingsbildung bedingt wohl auch die oft unvollkommene Auslöschung, welche irrtümlich auf starke Bisektricendispersion bezogen werden würde, da nach Brögger c : a für rot — c : a für grün nur 0° 13' beträgt.

Pleochroismus sehr schwach, im Dünnschliff nicht erkennbar; nach Brögger c hellgrünlichgelb, b hellbräunlichgelb, a sehr hell gelb.

Reakt.: Mosandrit schmilzt v. d. L. unter Aufblähen zu einer bräunlichgrünen oder weißlichen Perle. — Im Kölbchen gibt er reichlich Wasser. — In Salzsäure leicht löslich unter Abscheidung von $SiO_2$; die dunkelrote Lösung gibt beim Erhitzen Chlor ab und wird gelblich.

Diagn.: Vom Rinkit unterscheidet sich der Mosandrit durch die symmetrische Lage der Ebene der optischen Axen und die starke geneigte Dispersion $\varrho > v$, von Hjortdahlit und Heinit durch das Krystallsystem, die Spaltbarkeit und das optische Verhalten der Spaltblättchen.

Vork. Mosandrit ist ein Mineral der foyaitischen Eruptivgesteine. Die großen Krystalle finden sich in den Pegmatiten dieser Gesteinsreihe. Kleine und mikroskopische Individuen erscheinen in den Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten, Tinguaiten, Alkalitrachyten und Phonolithen verschiedener Fundorte. In den Pegmatiten und Tiefengesteinen ist er sehr oft mit violettem Flußspat, oft auch mit Rosenbuschit und ? Wöhlerit durchwachsen; bald idiomorph und zu den frühen Ausscheidungen gehörend, bald miarolitische Räume zwischen den anderen Gesteinsgemengteilen füllend. Gegen umwandelnde Agentien scheint er wenig widerstandsfähig zu sein. Er verliert dann rasch an Durchsichtigkeit und füllt sich auf Klüften und Spalten mit tiefbraunen bis opaken Substanzen unbekannter Natur. Oft siedeln sich auch Calcit und Ägirin als offenbare Neubildungen darin an.

Literatur. (1) Z. X. 16. 1890. 74.

## Rinkit.

Chem.: Wesentlich ein F-haltiges Titanosilikat von Ca, Cermetallen und Na. Nach der Analyse von Lorenzen (1): $SiO_2 = 29.08$, $TiO_2$ 13.36, (Ce, La, Di)O 21.25, YO 0.92, FeO 0.44, CaO 23.26, $Na_2O$ 8.98, F 5.82, $S^a$ 103.11, abz. O 2.45, $S^a$ 100.66.

$a : b : c = 1.5688 : 1 : 0.2922$, $\beta = 88° 47'$.

Morph.: $a = \infty P\bar{\infty}$ (100), $m = \infty P$ (110), $z = \infty P\bar{2}$ (120), $\sigma = \infty P\frac{3}{2}$ (320), $v = -P\bar{\infty}$ (101), $u = P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), $\omega = -4P\frac{4}{3}$ (431). — Habitus kurzsäulenförmig nach c, oder dicktafelförmig nach a (100) (Fig. 148). Durchaus dem Mosandrit ähnlich. — Zwillinge nach a (100), oft in lamellarer Wiederholung, verbreitet. Die krystallographische Verwandtschaft mit Johnstrupit erhellt, wenn man $v$ und u als $\mp\frac{1}{5}P\bar{\infty}$ (105) annimmt. Dann ist für Rinkit $a : b : c = 1.5688 : 1 : 1.4610$.

$100 : 110 = 57° 29'$ $\quad 100 : 101 = 78° 17'$
$100 : 120 = 72° 19'$ $\quad \bar{1}00 : \bar{1}01 = 80° 37'$
$100 : 320 = 46° 16'.5$ $\quad 101 : \bar{1}01 = 21° 6'$.

Koh.: Vollkommene Spaltung nach a (100). — H. = 5. — Sp. G. = 3.46—3.50 sinkt rasch bei Verwitterung.

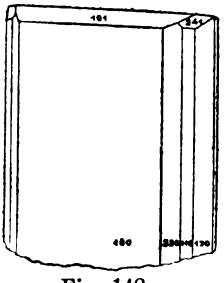


Fig. 148.

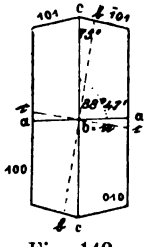


Fig. 149.

Opt.: Glasglanz, auf Bruchflächen fettig. Farbe, wenn frisch, gelbbraun bis gelb, verwittert strohgelb, dann auch glanzlos, erdig. — Mäßiges Brechungsvermögen und positive Doppelbrechung. Ebene der optischen Axen normalsymmetrisch, $b = a$; $c : b = 7°.5$ nach Lorenzen (Fig. 149 und 147), unsicher ob im stumpfen oder spitzen Winkel $\beta$; wahrscheinlich im spitzen, da auf Spaltblättchen nach a (100) die positive Bisektrix mit kaum merklicher Schiefe austritt. — Starke Dispersion $\varrho < v$. An dünnen Blättchen wurde nach Mallards Methode gefunden: im Tageslicht $2E = 77° 53'$, für rotes Glas $2E = 73° 58'$, für blaues Glas $2E = 78° 6'$. — An einem dickeren Blättchen, wahrscheinlich aus Zwillingslamellen bestehend wurde im Tageslicht gemessen $2E = 82° 30'$. — An einem Prisma, dessen eine Fläche die Spaltfläche war, fand A. Osann bei senkrechter Incidenz

$\alpha_{li} = 1.6595$ $\quad \alpha_{na} = 1.6654$ $\quad \alpha_{tl} = 1.6693$
$\beta_{li} = 1.6627$ $\quad \beta_{na} = 1.6682$ $\quad \beta_{tl} = 1.6727$, $\quad (\beta - \alpha)_{na} = 0.0028$.

Pleochroismus schwach, im Dünnschliff kaum wahrnehmbar. c gelb, b hellgelblichweiß, a farblos mit $c > b > a$.

Reakt.: Schmilzt leicht zu glänzender schwarzer Kugel unter anhaltendem Aufblähen durch entweichendes F. — Salzsäure zersetzt den Rinkit leicht im Schliff und im Pulver unter Abscheidung Ti-haltiger Kieselsäure. — Die Phosphorsalzperle gibt das Kieselskelett und ist in der Oxydationsflamme heiß gelb, kalt farblos (Cermetalle), in der Reduktionsflamme heiß gelb, kalt violett (Ti).

Diagn.: Vom überaus ähnlichen Mosandrit unterscheidet sich Rinkit durch die normalsymmetrische Lage der Axenebene und ihre Orientierung gegen die Spaltrisse, sowie durch die starke Dispersion $\varrho < v$, vom Hjortdahlit und Heinit durch das Krystallsystem, die Spaltung und das optische Verhalten der Spaltblättchen.

Vork. Der Rinkit wurde von Lorenzen in Gesellschaft von Arfvedsonit, Ägirin, Eudialyt, Lithionglimmer usw. im Gebiet des Eläolithsyenits von Kangerdluarsuk in bis zollgroßen Krystallen nachgewiesen und untersucht. In wenige mm großen bis mikroskopisch kleinen Individuen wurde er von F. Graeff (2) in den Eläolithsyeniten der Serra de Tinguá wieder erkannt. Er ist in teils gut idiomorphen, teils korrodierten Individuen und in blättrigen Aggregaten in vielen Eläolithsyeniten, Tinguaiten, Alkalitrachyten und Phonolithen in kleinen Mengen, und anscheinend weiter als der Mosandrit verbreitet. Wie dieser ist er gern mit violblauem Flußspat und Rosenbuschit durch- und verwachsen und wird stets von Låvenit, auch von Astrophyllit und ? Wöhlerit begleitet.

---

V. Hackman (3) beschreibt im Umptekit der Halbinsel Kola ein Mosandrit-ähnliches Mineral in Tafeln und Säulchen, auch büschelförmigen Gruppen, idiomorph oder korrodiert, auch allotriomorph. Hellgelb bis farblos, pleochroitisch mit a strohgelb, b hellgelb mit Stich ins Grünliche. Lichtbrechung stark, Doppelbrechung gering. Spaltbar parallel der Längsrichtung, welche der optischen Richtung a entspricht. Ebene der optischen Axen ungefähr parallel zur Spaltfläche, starke Dispersion $\varrho > v$. — An einem zufälligen Schnitt wurde nach Mallardscher Methode gemessen: $2E_{rot} = 67^0\,53'$, $2E_{blau} = 60^0\,34'$, an einem anderen Schnitt $2E_{rot} = 22^0\,57'$, $2E_{blau} = 15^0\,38'$. Die Lage der Axenebene teilt es mit Rinkit, die Dispersion mit Mosandrit, Spaltung, Brechungsvermögen und Doppelbrechung mit beiden, 2V mit keinem.

Über die Beziehungen der Mineralien Johnstrupit, Mosandrit und Rinkit zur Epidotgruppe siehe W. C. Brögger (4).

Literatur. (1) Meddelelser von Grönland. 7. 4 und 41. Kopenhagen 1883 und Z. X. 9. 1884. 249. — (2) N. J. 1887. II. 248. — (3) Petrograph. Beschr. d. Nefelinsyenites vom Umptek usw. Kuopio. 1894. 21. — (4) Z. X. 16. 1890. 87.

## Titanit.

Chem.: $CaSiTiO_5$, bisweilen mit kleinen Mengen von MnO, MgO, $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, $Y_2O_3$ und $Ce_2O_3$.

$a : b : c = 0.4272 : 1 : 0.6575$, $\beta = 85^0\,22'$.

Morph.: $P = oP$ (001), $y = P\breve{\infty}$ ($\bar{1}01$), $x = \frac{1}{2}P\breve{\infty}$ ($\bar{1}02$), $n = \frac{3}{2}P\grave{2}$ ($\bar{1}23$), $r = P\grave{\infty}$ (011), $l = \infty P$ (110).[1]) Der Formenreichtum der aufge-

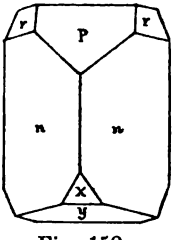


Fig. 150.

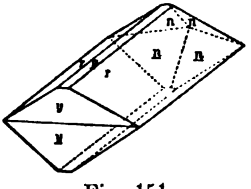


Fig. 151.

wachsenen Krystalle fehlt den gesteinsbildenden Titaniten. — Zwillinge nach p (001) häufig. Der Habitus in den granitodioritischen Eruptiv-

---

[1]) Bei manchen Autoren sind die Formen des Titanits auf die Des Cloizeauxschen Axen $a : b : c = 0.75467 : 1 : 0.85429$, $\beta = 60^0\,17'$ bezogen. Dann ist $p = (100)$, $y = (001)$, $x = (102)$, $n = (111)$, $r = (110)$, $l = (\bar{1}12)$, allgemein für hkl des hier benutzten Naumannschen Axenkreuzes und pqr des Des Cloizeauxschen die Relation $h = -r$, $k = 2q$, $l = 2p + r$ und $p = \frac{h+l}{2}$, $q = \frac{1}{2}k$, $r = -h$.

gesteinen und den Gneißen wie in Fig. 150) mit herrschendem n (1̄23), in den foyaitischen Eruptivgesteinen vorwiegend wie in Fig. 151 und 152 mit herrschendem r (011), in den Chloritschiefern, manchen Amphiboliten und Glimmerschiefern auch wie in Fig. 153 mit l (110) und n (1̄23) im

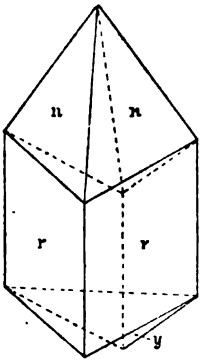



Fig. 152.

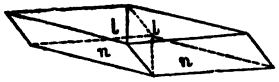



Fig. 153.

Gleichgewicht. — Die Zwillingsbildung ist besonders häufig bei dem zweitgenannten Typus und die Zwillingsgrenze folgt dann meistens sehr genau der langen Diagonalen der spitzrhombischen Schnitte (Bd. I. 2, Taf. IX, Fig. 3). — Körner und körnige Aggregate; auch kurzstenglige Aggregate und diese besonders in den Pseudomorphosen nach Rutil und Ilmenit.

| | | |
|---|---|---|
| $\bar{1}23 : \bar{1}\bar{2}3 = 43° 48'$ | $001 : \bar{1}01 = 60° 17'$ | $001 : 110 = 85° 45'$ |
| $011 : 0\bar{1}1 = 66° 30'$ [1]) | $001 : \bar{1}02 = 39° 17'$ | $\bar{1}23 : 011 = 27° 14'$ |
| $110 : 1\bar{1}0 = 46° 8'$ | $001 : \bar{1}23 = 35° 4'$ | $\bar{1}01 : \bar{1}02 = 21° 0'$. |

Koh.: Spaltung unvollkommen nach l (110), die spärlichen Spaltrisse daher im allgemeinen nicht parallel den durch n (1̄23) oder r (011) bedingten Umrissen (Bd. I. 1, Taf. V, Fig. 4). — In Tiefengesteinen und krystallinen Schiefern öfter eine mit Zwillingslamellierung verbundene Absonderung nach einem in der Zone n : y liegenden Flächenpaare; sie ist oft nur auf Teile eines Krystalls beschränkt oder folgt auch wohl nur einer der beiden Flächen. Die Natur dieser Absonderung und die geologischen Verhältnisse, unter denen sie vorkommt, läßt sie als ein mechanisches, durch den Gebirgsdruck bedingtes Phänomen erscheinen. Die Beziehungen der Absonderung zur Zwillingslamellierung als ihrer nächsten Ursache und die Gleitflächennatur der Zwillingsebene wurden von G. H. Williams (1) erwiesen, von O. Mügge (2), K. Busz (3) u. a. bestätigt. Nach Williams, Busz und Brögger (4) folgt die Zwillingslamellierung und Absonderung der Fläche $\frac{1}{5}P\bar{4}$ (1̄45). O. Mügge, bei dem sich eine sehr vollständige Übersicht der Literatur findet,

[1]) Bei den Titaniten der Alkaligesteine ist dieser Winkel durchweg kleiner, so nach von Kraatz-Koschlau in dem Eläolithsyenit der Picota = 66° 15', nach Hackman 66° 13' in dem von Kola, 66° 2'—66° 5'.5 nach Brögger in dem des Langesunds, 66° 2' in dem vom Cabo Frio nach F. E. Wright.

schließt aus seinen Messungen auf kompliziertere Verhältnisse. — H. = 5—5.5. — Sp. G. = 3.4—3.56.

Opt.: Diamantglanz ins Harzige geneigt. — Farbe braun, gelb, rötlich, in chloritischen Schiefern oft grün; im durchfallenden Lichte farblos, gelb, bräunlichgelb, grünlichgelb, rotgelb. — Lichtbrechung und positive Doppelbrechung sehr stark. — Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene, b = b. — Positive Bisektrix nach A. Des Cloizeaux fast genau senkrecht auf x ($\bar{1}02$), also c : c = 39° 17′ im spitzen Winkel $\beta$ (Fig. 154 u. 155). Bei dem cerhaltigen Eukolittitanit ist c : c = 33° ca.

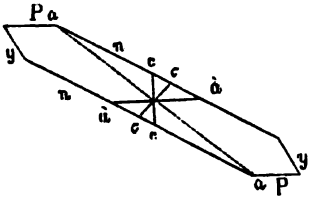


Fig. 154.

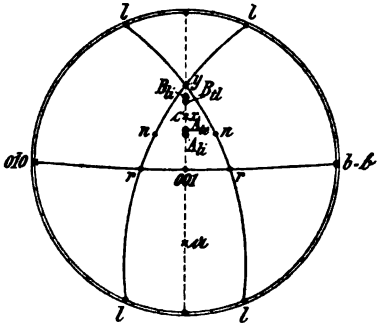


Fig. 155.

nach Brögger (4). — Sehr starke Dispersion $\varrho > v$. — 2E meistens klein, aber stark schwankend. K. Busz (3) bestimmte an einer größeren Zahl von Titaniten $\beta$, $\gamma$ und 2E direkt für Li-, Na- und Tl-Licht und berechnete daraus 2V und $\alpha$. Seine Zahlen sind

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Titanit, Schwarzenstein im Zillertal | $\alpha_{li}$ = 1.9062 | $\beta_{li}$ = 1.9123 | $\gamma_{li}$ = 2.0407, | $2E_{li}$ = 51° 3′ |
| | $\alpha_{na}$ = 1.9133 | $\beta_{na}$ = 1.9206 | $\gamma_{na}$ = 2.0536, | $2E_{na}$ = 45° 41′ |
| | $\alpha_{tl}$ = 1.9278 | $\beta_{tl}$ = 1.9316 | $\gamma_{tl}$ = 2.0639, | $2E_{tl}$ = 39° 53′ |
| Titanit, Eisbruckalp bei Pfunders, Tirol | $\alpha_{li}$ = 1.8973 | $\beta_{li}$ = 1.9018 | $\gamma_{li}$ = 1.9783, | $2E_{li}$ = 54° 52′ |
| | $\alpha_{na}$ = 1.9073 | $\beta_{na}$ = 1.9091 | $\gamma_{na}$ = 1.9899, | $2E_{na}$ = 50° 21′ |
| | $\alpha_{tl}$ = 1.9122 | $\beta_{tl}$ = 1.9158 | $\gamma_{tl}$ = 2.0051, | $2E_{tl}$ = 45° 27′ |
| Titanit, Val Maggia im Kanton Tessin | $\alpha_{li}$ = 1.8781 | $\beta_{li}$ = 1.8799 | $\gamma_{li}$ = 1.9665, | $2E_{li}$ = 69° 2′ |
| | $\alpha_{na}$ = 1.8880 | $\beta_{na}$ = 1.8945 | $\gamma_{na}$ = 1.9788, | $2E_{na}$ = 63° 27′ |
| | $\alpha_{tl}$ = 1.9026 | $\beta_{tl}$ = 1.9077 | $\gamma_{tl}$ = 1.9931, | $2E_{tl}$ = 58° 31′ |
| Titanit, St. Gotthard | $\alpha_{li}$ = 1.8766 | $\beta_{li}$ = 1.8839 | $\gamma_{li}$ = 1.9987, | $2E_{li}$ = 57° 21′ |
| | $\alpha_{na}$ = 1.8874 | $\beta_{na}$ = 1.8940 | $\gamma_{na}$ = 2.0093, | $2E_{na}$ = 52° 30′ |
| | $\alpha_{tl}$ = 1.8989 | $\beta_{tl}$ = 1.9041 | $\gamma_{tl}$ = 2.0232, | $2E_{tl}$ = 47° 55′ |
| Titanit, Wildkreuzjoch, Pfitsch | $\alpha_{li}$ = 1.8889 | $\beta_{li}$ = 1.8958 | $\gamma_{li}$ = 1.9072, | $2E_{li}$ = 52° 36′ |
| | $\alpha_{na}$ = 1.9042 | $\beta_{na}$ = 1.9048 | $\gamma_{na}$ = 1.9171, | $2E_{na}$ = 47° 44′ |
| | $\alpha_{tl}$ = 1.9160 | $\beta_{tl}$ = 1.9162 | $\gamma_{tl}$ = 1.9274, | $2E_{tl}$ = 44° 23′ |
| Titanit, Laacher See | | $\beta_{li}$ = 1.8967 | | $2E_{li}$ = 72° 10′ |
| | | $\beta_{na}$ = 1.9076 | | $2E_{na}$ = 68° 9′ |
| | | $\beta_{tl}$ = 1.9188 | | $2E_{tl}$ = 62° 53′ |

| | | | |
|---|---|---|---|
| Arendal | $2E_{li}$ = 78° 28′ | $2E_{na}$ = 71° 17′ | $2E_{tl}$ = 66° 24′ |
| Renfrew, Canada | 90° 57′ | 85° 59′ | 80° 18′ |
| Grenville, Canada | 94° 12′ | 88° 17′ | 85° 29′ |
| Monroe, Mich. | 63° 52′ | 60° 14′ | 56° 29′ |
| Keilhauit, Buoe | 112° 31′ | 108° 35′ | 106° 37′ |

Danach unter Nichtberücksichtigung des abnorm schwach doppelbrechenden Titanits vom Wildkreuzjoch

$$\gamma - \alpha = 0.1451,\ \gamma - \beta = 0.1035,\ \beta - \alpha = 0.0056.$$

Die Auslöschungsrichtungen für die wichtigsten Zonen berechnete A. Michel-Lévy (5).

Pleochroismus schwach, im Dünnschliff oft kaum wahrnehmbar. Bei tieferer Färbung a fast farblos, b gelb mit Stich ins Grünliche, c rotgelb bis bräunlichrot; nach V. Hackman a graulichweiß, b hellgraubraun, c pfirsichblütrot im Eläolithsyenit des Umptek. W. C. Brögger gibt für Eukolittitanit a angenähert = b schwach bräunlichgelb, c hellweingelb.

Reakt.: V. d. L. schwer schmelzbar zu dunklem Glase. — Salzsäure greift ihn wenig an; konz. Schwefelsäure zersetzt ihn vollständig. Die durch Zusammenschmelzen mit $HKSO_4$ erhaltene Perle wird bei Befeuchtung mit Wasserstoffsuperoxyd orangegelb. — Schm.-P. 1210° nach Brun, 1230° nach Doelter.

Diagn.: Die Krystallform, die sehr starke Licht- und Doppelbrechung, die außergewöhnlich starke Axendispersion schließen die Verwechslung mit allen anderen Mineralien aus, doch kann die geringe Axenapertur bei unregelmäßig begrenzten Körnern an Rutil, Xenotim, Hussakit und Cassiterit mit anomaler Zweiaxigkeit umsomehr erinnern, als der optische Charakter bei allen derselbe ist. Dann muß die Ca-Reaktion am isolierten Material die Entscheidung geben.

Vork. Der Titanit ist nirgends ein wesentlicher, aber ein weit verbreiteter Übergemengteil in den granitodioritischen Tiefengesteinen und zeigt hier als frühe Bildung meistens idiomorphe Begrenzung mit der sog. Briefkuvertform, Fig. 150. Ebenso ist er allgemein verbreitet in den foyaitischen Tiefengesteinen, hier herrscht aber, wie A. Ch. Lane (6) zuerst dartat, das Längsprisma r (011) Fig. 151. Er tritt nicht auf in den gabbroperidotitischen Tiefengesteinen, wohl aber in den theralitischen. Den sauersten Ergußformen der granitodioritischen Magmen (Lipariten und Quarzporphyren) fehlt er; sehr verbreitet ist er in den Trachyten, Phonolithen, Andesiten, Trachydoleriten, fehlt aber wieder den basischeren basaltoiden Typen. Sekundär entwickelt er sich in den gabbroperidolitischen und basaltischen Gesteinen als sog. Leukoxen aus Ilmenit und Ti-haltigem Magnetit. — Sehr verbreitet ist er ferner in den Gneißen und Glimmerschiefern. Seine Anwesenheit in den Amphiboliten und Chloritschiefern ist wohl auf ursprüngliches Titaneisen zurückzuführen. Doch wird er hier vielfach durch Rutil vertreten, was in den Eruptivgesteinen nur ganz ausnahmsweise der Fall ist. (Augitandesit von Pachuca in Mexico, Bronzitbasalt von Assuk in Grönland.) — In den körnigen Kalken der Gneißformation pflegt der Titanit in der dunkelbraunen Färbung des Ledererits aufzutreten.

Umwandlung. Bei Umwandlungsvorgängen verliert der Titanit alsbald an Glanz und an Tiefe der Färbung; was das erdige und blaßgelbliche Umwandlungsprodukt sei, ist bisher nicht festgestellt. Bei diesem Vorgange scheidet sich der CaO-Gehalt, wie zuerst wohl L. van Werveke (7) beobachtete, als Calcit aus, der auch bei allen anderen Umwandlungsvorgängen dieses Minerals in kleinerer oder größerer Menge erscheint. — In anderen Fällen bildet sich auf den Spaltrissen ein opakes Eisenerz, wohl Ilmenit. — Die Umwandlung in Rutil wurde von P. Mann (8) in Foyaiten Südportugals, die Umwandlung in Anatas von J. S. Diller (9) in Amphibolgranititen der Troas, von Fr. Doss (10) im Syenit des Plauenschen Grundes bei Dresden, von H. Thürach (11) im Glimmerdiorit bei Dürrmosbach im Spessart und von Hamberg (12) auf der Apatitlagerstätte von Kragerö beobachtet. — K. Schneider (13)

fand an der Stelle zersetzter Titanitkrystalle im Phonolith des Klein-Priesener Steinbruchs Perowskit neben Calcit und etwas Rutil, sowie Pyrit.

Künstliche Darstellung. Hautefeuille (14) erhielt Titanit durch Schmelzung von $SiO_2$ und $TiO_2$ in einem Überschuß von $CaCl_2$. — L. Bourgeois (15) bekam krystalline Massen, welche an einzelnen Stellen die Interferenzfigur des Titanits im konvergenten Lichte gaben, als er die Bestandteile dieses Minerals aus Silikatschmelzen nach der Methode von F. Fouqué und A. Michel-Lévy auskrystallisieren ließ. War die Silikatschmelze nicht sauer genug, so entstand Perowskit. — L. Michel (16) erhielt Titanit in meßbaren Kryställchen, als er 10 Teile Titaneisen, 10 Teile Calciumsulfid, 8 Teile Siliciumdioxyd und 2 Teile Kohle im Graphittiegel bei einer Temperatur von etwa 1200° schmolz. Sie saßen zusammen mit Melanit auf den Wandungen der Mandelräume des porösen Schmelzkuchens, waren bei 4 mm größter Länge gestreckt nach der Kante 001 : 010 und hatten $011 : 0\bar{1}1 = 66° 34'$. Farbe rötlichbraun. — Van der Bellen (17) erhielt Titanit durch Zusammenschmelzen von Kreide, gemahlenem und gebranntem Quarz und feingemahlenem Rutil in solchen Verhältnissen, daß $CaO : SiO_2 : TiO_2 = 1 : 1 : 1$ war, im Glasschmelzofen bei etwa 1400°.

Literatur. (1) Amer. Journ. **29**. 1885. 486. — (2) N. J. 1889. I. 111; 1889. II. 98 und N. J. B. B. **14**. 306. — (3) N. J. B. B. **5**. 1887. 330. — (4) Z. X. **16**. 1890. 514. — (5) Ann. Min. **12**. 1877. 392. — (6) T. M. P. M. **9**. 1888. 207. — (7) N. J. 1880. II. 159. — (8) N. J. 1882. II. 200. — (9) N. J. 1883. I. 187. — (10) N. J. 1895. I. 128. — (11) Verhdl. phys. med. Ges. Würzburg. N. F. **18**. 1884. Nr. 10. — (12) G. F. i Stockholm F. **8**. 1886. 475. — (13) N. J. 1889. I. 90. — (14) C. R. **59**. 1865. 698. — (15) Ann. Phys. Chim. **19**. 1883. — (16) Bull. Soc. min. Fr. **15**. 1892. 254. — (17) Z. X. **38**. 1903. 266.

## Monokline Zeolithe.

Unter den in den Gesteinen als Ausfüllung von Spalten und Mandeln oder an der Stelle fortgeführter Gemengteile (Nephelin, Sodalith, Nosean, Feldspat usw.) vorkommenden Zeolithen sind der Stilbit, Heulandit, Skolezit, Epistilbit, Phillipsit und Laumontit die wichtigsten. Bei ihrer sehr geringen Bedeutung für die Petrographie mögen hier nur die für ihre Bestimmung verwendbaren Eigenschaften kurz zusammengestellt werden. Die für die mikroskopische Diagnose der Zeolithe wichtigen Konstanten wurden von A. Lacroix in seiner Arbeit: Sur le diagnostic des zéolithes en absence de formes cristallines déterminables. Bull. Soc. min. Fr. **8**. 1885. 321—365 mitgeteilt.

Alle diese Zeolithe haben ein geringes, unter dem des Canadabalsams bleibendes, Brechungsvermögen und ebenso eine geringe Doppelbrechung, kaum höher als die der Feldspate, oft geringer als diese, nie höher als die des Quarzes. Sie sind sämtlich wasserhell durchsichtig und werden leicht von Salzsäure zerstört. Komplizierte Zwillingsbildungen sind sehr verbreitet.

Der Heulandit bildet blättrige Aggregate mit sehr vollkommener Spaltbarkeit nach der Fläche $\infty P\bar{\infty}$ (010). Schnitte nach dieser Fläche zeigen keine Spaltrisse und lassen die positive Bisektrix eines kleinen Axenwinkels austreten. $2E$ schwankt von fast 0° bis etwa 55° an verschiedenen Blättchen und oft auch an verschiedenen Stellen desselben Blättchens. Die Dispersion ist deutlich gekreuzt. Die Doppelbrechung sehr schwach. Michel-Lévy und Lacroix bestimmten an den Krystallen von den Färöer $\gamma = 1.505$, $\beta = 1.499$, $\alpha = 1.498$; also $\gamma - \alpha = 0.007$. — Reagiert stark auf Ca und Al. Die Blättchen aggregieren sich meist parallel, seltener rosettenartig.

Der Stilbit (Desmin) bildet Tafeln und Blättchen nach $\infty P\bar{\infty}$ (010). Nach dieser Fläche geht vollkommene Spaltung. Auf den Blättchen, die sich bald parallel, bald mehr rosettenförmig aggregieren, tritt keine Bisektrix aus. — In anderen Fällen sind die Individuen deutlich nach der Vertikalaxe gestreckt zu schwach radialen bis sphärolithischen Aggregaten. Dann haben die Fasern optisch negativen Charakter und zeigen eine Maximalauslöschungsschiefe von etwa 8°. In Schnitten senkrecht zur

Faseraxe tritt die negative Bisektrix eines Winkels $2E = 51°—52°$ mit $\varrho < v$ aus. Doppelbrechung sehr schwach. Michel-Lévy und Lacroix geben für Stilbit von Kilpatrick $\gamma = 1.500$, $\beta = 1.498$, $\alpha = 1.494$, $\gamma—\alpha = 0.006$. — Reagiert stark auf Ca und Al, schwach auf Na und K.

Der Epistilbit zeigt eine deutliche Längsrichtung von optisch positivem Charakter und einer Maximalauslöschungsschiefe von 9°. Die nach $\infty P\bar{\infty}$ (010) vollkommen spaltenden Stengel und Stengelaggregate zeigen im Querschnitte keine spitze Bisektrix. Diese tritt auf Längsschnitten nach (100) $\infty P\bar{\infty}$ aus und ist negativ, $2E = 67°—83°$ mit deutlicher Dispersion $\varrho < v$. Die Doppelbrechung ist quarzähnlich. Des Cloizeaux bestimmte $\beta = 1.51$ an isländischen Epistilbiten, Michel-Lévy und Lacroix $\gamma—\alpha = 0.010$. — Starke Reaktion auf Ca und Al, schwache auf Alkalien.

Der Skolezit bildet stenglige bis fasrige Aggregate mit negativem Charakter der Faseraxe und einer Maximalauslöschungsschiefe von etwa 22°. Die Spaltung nach $\infty P$ mit $110 : 1\bar{1}0 = 88° 38'$ ist deutlich in Querschnitten bei nicht zu feinfasriger Struktur. Die Querschnitte geben den schiefen Austritt einer negativen Bisektrix mit $2E = 50°—60°$ und kräftiger Dispersion $\varrho < v$. Die Doppelbrechung ist schwach. Des Cloizeaux bestimmte $\beta_\varrho = 1.502$, Lacroix $\gamma—\alpha = 0.007$. — Reagiert stark auf Ca und Al, schwach oder gar nicht auf Na.

Der Phillipsit zeigt prismatischen Habitus mit positivem Charakter der Längsrichtung und einer Maximalauslöschungsschiefe von bis zu 30°. Die Individuen aggregieren sich gern divergierend bis sphärolithisch. Querschnitte gegen die Stengel lassen die positive Bisektrix eines großen Axenwinkels austreten. Die Axen liegen ganz am Rande des Gesichtsfeldes. Dispersion kaum erkennbar. Doppelbrechung äußerst schwach, $\gamma—\alpha = 0.003$ nach Lacroix, $\beta = 1.51—1.57$ nach Des Cloizeaux. — Reagiert stark auf Ca, K und Al.

Der Laumontit bildet stenglige Individuen und Aggregate mit positivem Charakter der Längsrichtung und einer bis zu 45° steigenden Auslöschungsschiefe. In den Längsschnitten der Stengel tritt günstigen Falls die negative Bisektrix eines kleinen Axenwinkels, $2E_\varrho = 52° 24'$, $2E_v = 56° 15'$ mit kräftiger Dispersion $\varrho < v$ aus. Die Doppelbrechung ist stärker, als bei Quarz. Michel-Lévy und Lacroix geben für Laumontit von Huelgoat $\gamma = 1.525$, $\beta = 1.524$, $\alpha = 1.513$, $\gamma—\alpha = 0.012$. — Reagiert stark auf Ca und Al, nicht oder schwach auf Na.

## Monokliner Kalifeldspat. Orthoklas und Sanidin.[1])

Chem.: $KAlSi_3O_8$, mit der theoretischen Zusammensetzung $SiO_2 = 64.7$, $Al_2O_3 = 18.4$, $K_2O = 16.9$. Stets sind wechselnde Mengen von $NaAlSi_3O_8$, z. T. in isomorpher Mischung, z. T. in mechanischer Mengung vorhanden, die bis zu einem mehrere Prozent betragenden Gehalt an $Na_2O$ führen können. — Auch kleine Mengen von $CaAl_2Si_2O_8$ sind oft in isomorpher Mischung zugegen. Besonders neuere Analysen zeigen ebenso vielfach eine kleine Beimischung des Ba-Feldspatmoleküls. —

[1]) Man unterscheidet die monoklinen Feldspate je nach ihrem Auftreten entweder in den älteren Massengesteinen und krystallinen Schiefern oder in den vulkanischen Gesteinen der Tertiär- und Jetztzeit als Orthoklas und Sanidin. Mit dieser verschiedenen geologischen Stellung sind bekanntlich gewisse Eigentümlichkeiten im Habitus, sowie nach einigen Richtungen im physikalischen Verhalten verknüpft. Der Einfachheit des Ausdrucks wegen soll die Bezeichnung Orthoklas an dieser Stelle für alle monoklinen Kalifeldspate, inkl. Sanidin gebraucht werden, während der Name Sanidin auf diese letztere Feldspatvarietät beschränkt bleiben soll.

Auf mechanische Verunreinigungen durch Einschlüsse und Infiltrationen deutet ein sehr verbreiteter kleiner Gehalt an $Fe_2O_3$ und MgO.

Die Umwandlung des Kalifeldspats in Muscovit und Kaolin verlangt, wie Clarke gezeigt hat, die Verdreifachung der Formel. Man vergleiche

| Orthoklas | Muscovit | Kaolin |
|---|---|---|
| $\diagup Si_3O_8 \equiv K_3$ | $\diagup SiO_4 \equiv H_2K$ | $\diagup OH$ |
| $Al—Si_3O_8 \equiv Al$ | $Al—SiO_4 \equiv Al$ | $Al—Si_4O \equiv H_2$ |
| $\diagdown Si_3O_8 \equiv Al$ | $\diagdown SiO_4 \equiv Al$ | $\diagdown Si_4O \equiv Al$ |

Danach wäre die Formel des Albits und des Anorthits zu schreiben:

$$\text{Albit} = \begin{matrix}\diagup Si_3O_8 \equiv Na_3\\ Al—Si_3O_8 \equiv Al\\ \diagdown Si_3O_8 \equiv Al\end{matrix} \qquad \text{Anorthit} = \begin{matrix}\diagup SiO_4 \equiv Ca^3/_2\\ Al—SiO_4 \equiv Al\\ \diagdown SiO_4 \equiv Al\end{matrix}$$

und es zeigt sich, daß diese Feldspatformeln nochmals zu verdoppeln wären.

$a : b : c = 0.6585 : 1 : 0.5554$, $\beta = 63^\circ\ 57'$.

Morph.: P = oP (001), M = ∞P∞ (010), k = ∞P∞ (100), l = ∞P (110), z = ∞P3 (130), x = P∞ ($\bar{1}$01), y = 2P∞ ($\bar{2}$01), n = 2P∞ (021), o = P ($\bar{1}$11), u = 2P ($\bar{2}$21) u. a. F. — Habitus bald dick- bis dünntafelförmig nach M (010) und gestreckt nach der Vertikalaxe (Fig. 156), oder säulenförmig nach der Kante P/M (Fig. 157). — Zwillingsbildungen sehr verbreitet, am weitaus häufigsten nach dem Karlsbadergesetz: Zwillingsaxe ist die Vertikale. Die Individuen durchdringen sich meistens unregelmäßig, so daß die Trace der Verwachsungsebene in den Schnitten eine gebogene und geknickte Linie darstellt,

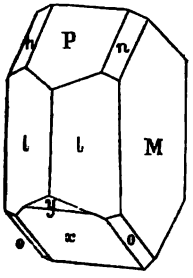


Fig. 156.

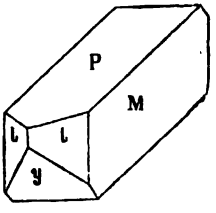


Fig. 157.

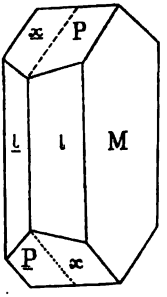


Fig. 158.

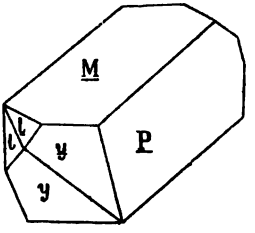


Fig. 159.

oder sie berühren sich mit der Symmetrieebene (Fig. 158). Ausnahmsweise beobachtete H. A. Miers (2) als Verwachsungsebene die Querfläche k (100) bei Einsprenglingen eines Gesteins vom Kilimandscharo, wie bei den Feldspaten der Rhombenporphyre, denen wohl auch dieses Vorkommnis zuzurechnen ist. Beim Karlsbadergesetz fallen die Hauptspaltflächen P (001) der beiden Individuen in umgekehrter Richtung (Bd. I. 2, Taf. IX, Fig. 4), so daß x ($\bar{1}$01) des einen Individuum neben P (001) des anderen und bei manchen, zumal Elbaner Vorkommnissen mit diesem anscheinend in einer Ebene liegt (Fig. 158). — Weit seltener und anscheinend immer nur an vereinzelten Krystallen in einem Gestein tritt das Bavenoer Gesetz auf: Zwillingsaxe die Normale zu n (021), Berührungsebene n (021) oder eine unregelmäßige Fläche (Fig. 159).

Die gleichwertigen Spaltflächen stehen in den beiden Individuen senkrecht zueinander, der Habitus der Krystalle scheint durchweg der prismatische nach der Kante P/M zu sein und die Trace der Zwillingsebene läuft diagonal in den Querschnitten (Bd. I. 2, Taf. IX, Fig. 5). Durch Wiederholung entstehen aus drei oder vier Individuen aufgebaute Wendezwillinge. — Ebenfalls sehr selten das Manebacher Gesetz: Zwillingsaxe ist die Normale zu P (001), Verwachsungsebene ist die Basis. Die gleichwertigen Spaltungen beider Individuen fallen zusammen und die Trace der Zwillingsebene folgt der vollkommensten Spaltung. Habitus gestreckt nach der Kante P/M. — Seltenere Zwillingsgesetze mit der Normale zu o ($\bar{1}11$), l (110), z (130), y ($\bar{2}01$) und anderen Richtungen als Zwillingsaxen, sowie gleichzeitige Entwicklung von mehreren verschiedenen Gesetzen wiesen besonders H. Laspeyres (3), F. Klockmann (4), K. Haushofer (5), O. Mügge (6) und G. Tschermak (7) nach. Solche Verhältnisse liegen wohl meistens den häufigen knäuelartigen Durchdringungen der Gesteinseinsprenglinge zugrunde. — Derbe Massen, Körner, körnige Aggregate. Auch trichitische und sphärolithische Bildungen bei dem Sanidin der Ergußgesteine.

| | | |
|---|---|---|
| 001 : 010 = 90° | 001 : $\bar{1}11$ = 55° 14′.5 | 010 : $\bar{1}11$ = 63° 8′ |
| 001 : 101 = 50° 16′.5 | 001 : 110 = 67° 47′ | $\bar{1}01$ : $\bar{1}11$ = 26° 52′ |
| 001 : 201 = 80° 18′ | 010 : 110 = 59° 23′.5 | $\bar{1}01$ : $\bar{1}10$ = 69° 19′ |
| 001 : 021 = 44° 56′ | 010 : 130 = 29° 24′ | $\bar{2}01$ : $\bar{1}10$ = 45° 42′ |

Die Dimensionen der Krystalle schwanken von Decimetergröße bei den Einsprenglingen der porphyrartigen Granite und der Granitporphyre bis zu Hundertsteln von Millimetern in den Grundmassen von Porphyren und Lipariten. Doch sind eigentliche Wachstumsformen und Krystallskelette am Orthoklas bisher anscheinend nicht mit Sicherheit beobachtet. — Vollendeter Idiomorphismus findet sich bei den Einsprenglingen der Gang- und Ergußgesteine, ebenso wie bei den mikroskopischen Individuen in deren Grundmasse. Hypidiomorph pflegt die Ausbildung in den Tiefengesteinen und den krystallinen Schiefern zu sein, soweit bei den letzten nicht eine idiomorphe Gestalt aus dem ursprünglich eruptiven Material übernommen wurde. Derbe blättrige oder spätige Massen herrschen in den Pegmatiten, körnige Aggregate in dynamometamorphen Tiefengesteinen und krystallinen Schiefern. — Der Habitus der Krystalle ist der tafelförmige in den Tiefengesteinen und zwar herrschend der dicktafelförmige in der Alkalikalkreihe, der dünntafelförmige in der Alkalireihe. Bei den Einsprenglingen der Gang- und Ergußgesteine kommt neben dem tafelförmigen auch der nach der Klinodiagonalen prismatische in weiter Verbreitung vor. In den Grundmassen pflegt der Habitus der Orthoklasindividuen vorwiegend isometrisch durch gleichstarke Ausbildung von P, M und y in den Gesteinen der granitodioritischen Magmen, vorherrschend taflig nach M oder gestreckt nach à in denen der foyaitischen Magmen zu sein. Die nach à gestreckten Individuen aggregieren sich nicht eben selten zu radialstengligen Aggregaten oder zu förmlichen Sphärolithen, die bald frei in der Gesteinsmasse liegen, bald sich büschelförmig an Orthoklaseinsprenglinge ansetzen (Bd. I. 1, Taf XI, Fig. 5). Solche Orthoklasmikrolithe zeigen gerne eine Zerfaserung in divergierende und trichitisch gebogene Fortsätze, wie das E. Kalkowsky (8) aus dem Piperno von Pianura, O. Mügge (9) aus azorischen Trachyten beschreiben.

Zonare Struktur ist bei dem Orthoklas der Tiefengesteine und den Einsprenglingen der Gang- und Ergußgesteine sehr verbreitet. Bei vollkommener Frische ist sie nur schwierig wahrnehmbar, wenn nicht Interpositionen, wie z. B. die Glaseinschlüsse oder Augitmikrolithe in den Sanidinen der Ergußgesteine die Anwachsschalen andeuten.

Die beginnende und vorschreitende Verwitterung folgt den durch den Schalenbau vorgezeichneten Bahnen und bringt diese zur deutlichen Wahrnehmung (Bd. I. 2, Taf. IX, Fig. 6). In den Sedimenten und krystallinen Schiefern fehlt die Zonarstruktur, wie es scheint, wenn sie nicht aus einem früheren Zustande übernommen wurde.

Die chemische Korrosion der älteren Ausscheidungen durch das Magma bei Änderungen in dessen Zusammensetzung oder physikalischen Verhältnissen rundet die Krystallform der Orthoklase oft bis zur Unkenntlichkeit ab; dieselben werden hierdurch bisweilen (so in manchen Quarzporphyren) zu rundlichen Körnern. Doch scheinen die bizarren Einbuchtungen, wie analoge Prozesse sie bei Quarz, Hauyn usw. erzeugen, selten zu sein. — Mechanische Deformationen sind in den porphyrischen Eruptivgesteinen sehr verbreitet; die Krystalle sind durch Bewegungen des Magmas, das sie umschloß, zerbrochen und zu eckigen und scharfkantigen Körnern geworden. In den krystallinen und halbkrystallinen Schiefern und ihren feldspatführenden Einlagerungen schichtiger und eruptiver Natur tritt durch die mechanischen Vorgänge bei der Schichtenfaltung und Gebirgsbildung gar oft eine randliche Zerreibung und Quetschung der Orthoklaskrystalle ein (Bd. I. 1, Taf. XI, Fig. 6 und Taf. XII, Fig. 3), die bis zur vollkommenen Zertrümmerung vorschreiten kann, so daß aus einem ursprünglichen einheitlichen Individuum ein gänzlich verworrenes Aggregat wird. In anderen Fällen bringen diese Prozesse nur kleinere molekulare Verschiebungen und Spannungen hervor, die dann erst durch die optischen Phänomene (kontinuierlich mit dem Ort wechselnde Orientierung der Elastizitätsaxen und dadurch bedingte, sog. undulöse Auslöschung) zur Wahrnehmung gelangen.

Koh.: Spaltung vollkommen nach P (001) und etwas wechselnd deutlich nach M (010). Bei hinreichender Dünne der Präparate geben sich beide Spaltbarkeiten durch scharfe und geradlinige Risse kund (Bd. I. 1, Taf. V, Fig. 2), welche parallel P etwas dichter gedrängt liegen und länger anhalten, als parallel M. Doch sind in manchen Vorkommnissen P und M nicht sicher durch die Spaltung zu unterscheiden. Auf allen Schnitten der Zone P/M liegen die Spaltrisse parallel, auf allen Schnitten der Zone k/P senkrecht zueinander. In der Zone M/k schneiden sie sich unter Winkeln, die zwischen $\beta = 63^\circ\ 57'$ auf M und $90^\circ$ auf k (100) liegen. — Ziemlich verbreitet ist eine mehr oder weniger deutliche, oft recht vollkommene Spaltung nach einem steilen positiven Hemiorthodoma ($\bar{h}$ol), die sog. Murchisonitspaltung, weil sie zuerst von Lévy am Murchisonit von Dawlish und Heavytree bei Exeter beobachtet wurde. Die ihr entsprechenden Risse schneiden sich auf M mit den Spaltrissen nach P unter einem Winkel von $72^\circ\ 1'$ bis $74^\circ\ 15'$ nach A. Des Cloizeaux, nach E. Reusch am Mondstein von Ceylon und Adular von Zillertal, nach Ch. W. Cross (10) am Sanidin des Nevadits von Chalk Mt., Denver Co. Col., nach Jeremejeff (11) am Feldspat des Uralitsyenits vom Turgojaksee im Ural, nach Fr. Graeff (12) am Orthoklas des Foyaits von der Serra de Tinguá in Rio de Janeiro, nach A. Sauer (13) am Orthoklas des Granitits von Durbach im Schwarzwald, nach Brögger (14) am farbenschillernden Feldspat von Frederiksvärn. Sie scheint danach nicht ganz konstant zu sein und würde sich als parallel ($\bar{1}\bar{5}$.0.2), ($\bar{7}$01) bis ($\bar{8}$01) berechnen. Sie tritt mit Vorliebe, aber keineswegs ausschließlich bei den Orthoklasen der foyaitischen Gesteine auf. — Auch Spuren einer Spaltung nach l (110) und y ($\bar{2}$01) kommen gelegentlich vor. — Bei dem Sanidin, selten auch bei Orthoklas,

ist eine Querabsonderung nach k (100) vorhanden; die ihr entsprechenden Risse sind nie streng geradlinig und parallel (Bd. I. 2, Taf. X, Fig. 1), sie entstehen jedoch früher beim Schleifen, als die Spaltrisse nach P und M und sind daher in zu dicken Präparaten oft ausschließlich wahrnehmbar.

Die Verwitterung des Orthoklases vermindert sehr rasch die Vollkommenheit der Spaltung, doch bleibt ihre Richtung erkennbar durch die Anordnung der Verwitterungsprodukte parallel den ursprünglichen Blätterdurchgängen.

Bruch uneben. — H. = 6. — Sp. G. = 2.54—2.56.

Opt.: Glasglanz, auf P ins Perlmutterartige. — Im auffallenden Licht farblos, weiß, grau, fleischrot bis ziegelrot, gelblich, selten grün, milchblau, in Keratophyren bisweilen tintenschwarz. Im durchfallenden Licht farblos.

Manche Orthoklase (Mondstein von Ceylon, Adular vom Zillertal u. a. O.) zeigen einen blauen Lichtschein auf Flächen der orthodiagonalen Zone, den D. Brewster, E. Reusch u. a. durch Interferenz der im Innern an Blätterdurchgängen oder Einschlüssen reflektierten Strahlen erklärten. C. Viola (15), der die Erscheinung als Glaukisieren bezeichnet, sieht darin ein den Farben trüber Medien ähnliches Diffusionsphänomen.

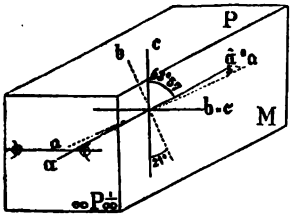



Fig. 160.

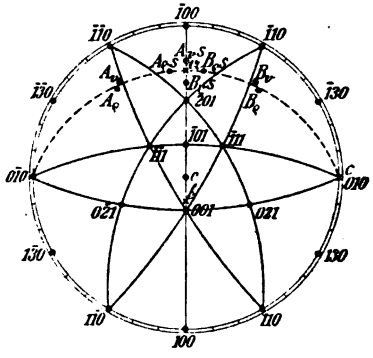



Fig. 161.

Brechungsvermögen und negative Doppelbrechung gering. — Ebene der optischen Axen bei Orthoklas senkrecht zur Symmetrieebene mit b = c. a : a = 3°—7° im stumpfen Winkel $\beta$ (Fig. 160 u. 161), bei hohem Gehalt an $Na_2O$ (Natronorthoklas) steigend bis zu 10°—12°. — 2E um 120° schwankend. Horizontale Dispersion sehr deutlich mit $\varrho > v$. — Bei Sanidin liegt die Axenebene bald senkrecht zur Symmetrieebene, wie bei Orthoklas, mit gleicher Bisektricen- und Axendispersion, wie bei Orthoklas, bald in der

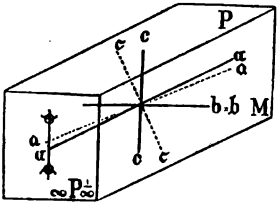



Fig. 162.

Symmetrieebene mit $b = \mathfrak{b}$, $a : \mathfrak{a} = 5^0$—$10^0$ im stumpfen Winkel $\beta$ mit deutlich geneigter Dispersion bei $\varrho < v$. Winkel der optischen Axen klein von etwa $50^0$ in Luft sinkend bis auf $0^0$ für eine bestimmte Wellenlänge (Fig. 161 u. 162). Auch ist es nicht eben selten, daß die Ebene der optischen Axen für Blau in der Symmetrieebene, die für Rot zu ihr senkrecht liegt, wie Flg. 161 es darstellt.

| | $\alpha_{na}$ | $\beta_{na}$ | $\gamma_{na}$ | $2V_{na}$ | $2E_{na}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Adular, St. Gotthard | 1.5190 | 1.5237 | 1.5260 | 69°43′ | 120°12′ | A. Des Cloizeaux (16) |
| „ „ | 1.5181 | 1.5223 | 1.5243 | 69°1′ | 119°46′ | „ |
| „ „ | 1.5165 | 1.5205 | 1.5257 | | | Patton |
| „ „ | 1.5192 | 1.5230 | 1.5246 | 66°5′ | 106°7′ | Kohlrausch (17) |
| „ Zillertal | 1.5195 | 1.5233 | 1.5253 | 71°43′ | | K. Zimanyi (18) |
| „ Floitental | 1.5195 | 1.5234 | 1 5253 | | | „ |
| Orthoklas, Fundort? | 1.5189 | 1.5224 | 1.5253 | 84°26′ | | „ |
| „ Paola, Calabrien | 1.5185 | 1.5226 | 1.5240 | | | C. Viola (37) |
| Sanidin, Eifel | 1.5206 | 1.5250 | 1.5253 | 28°58′ | 41°6′ | Kohlrausch (17) |
| „ Wehr | 1.5198 | 1.5244 | 1.5244 | 0° | | Mülheims (19) |
| „ Cimini | 1.5198 | 1.5249 | 1.5255 | | | C. Viola (37) |
| „ Dockweiler mit Axenebene in (010) | 1.5203 | 1.5249 | 1.5251 | | | Offret (20) |

Für Orthoklas $\gamma - \alpha = 0.006$—$0.008$ $\gamma - \beta = 0.002$—$0.003$ $\beta - \alpha = 0.004$—$0.005$
Für Sanidin $= 0.003$—$0.005$ $= 0.000$—$0.003$ $= 0.003$—$0.005$

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Sanidin, Wehr | $\alpha_\varrho = 1.5170$ | $\beta_\varrho = 1.5239$ | $\gamma_\varrho = 1.5240$, | $2E_\varrho = 17^0$. | Axenebene $\perp$ M. |
| | $\alpha_v = 1.5265$ | $\beta_v = 1.5355$ | $\gamma_v = 1{,}5356$, | $2E_v = 11^0$. | Axenebene $\parallel$ M. |
| | | | | | A. Des Cloizeaux (16) |
| „ „ | $\alpha_B = 1.5167$ | $\alpha_D = 1.5198$ | $\alpha_F = 1.5256$ | | Mülheims (19) |
| | $\beta_B = 1.5210$ | $\gamma_D = 1.5244$ | $\gamma_F = 1.5301$ | | „ |
| „ Dockweiler | $\alpha_{li} = 1.5175$ | $\alpha_{na} = 1.5203$ | $\alpha_{Cd}$[1]) $= 1.5264$ | | Offret (20) |
| | $\beta_{li} = 1.5220$ | $\beta_{na} = 1.5249$ | $\beta_{Cd} = 1.5311$ | | „ |
| | $\gamma_{li} = 1.5222$ | $\gamma_{na} = 1.5250$ | $\gamma_{Cd} = 1.5313$ | | „ |
| Adular, St. Gotthard | $a : \mathfrak{a}_\varrho = 5^0\,18'$, | $a : \mathfrak{a}_v = 5^0\,44'$ | | | Des Cloiz. (16) |
| | $2E_\varrho = 120^0\,22'$, | $2E_\gamma = 120^0\,12'$, | $2E_v = 118^0\,37'$ | | „ |
| | $= 120^0\,42'$, | $= 119^0\,46'$, | $= 118^0\,18'$ | | „ |

Fig. 160 und 161 zeigen, daß bei Orthoklas und Sanidin mit normalsymmetrischer Axenlage auf M die stumpfe positive Bisektrix austritt, etwas schief auf y ($\bar{2}01$) und der Querabsonderung die negative spitze; auf Schnitten, die wie Prismenflächen liegen, findet Axenaustritt bei Orthoklas statt.

Die Auslöschungsrichtungen wurden für die wichtigsten Zonen von A. Michel-Lévy (21) berechnet. Sie liegen in allen Schnitten der orthodiagonalen Zone parallel und senkrecht zur vollkommenen Spaltbarkeit; sie bilden in der Zone P : M kleine Winkel mit den hier parallelen Spaltungen nach P und M, welche von $0^0$ auf P bis zu $3^0$—$7^0$, selten bis zu $12^0$ auf M wachsen. In der Zone $\infty P\bar{\infty} : \infty P\bar{\infty}$ mißt man die Auslöschungsschiefe besser gegen die zweite Spaltbarkeit nach M; sie beträgt auf dieser Fläche alsdann etwa $21^0$, wächst anfangs sehr langsam bis zu einem Schnitt, der $45^0$ gegen M geneigt wäre, dann rasch bis auf $90^0$.

Bei Karlsbader Zwillingen sind die Tracen der Axenebenen der verzwillingten Individuen parallel. Daraus ergibt sich das Verhalten im konvergenten Lichte. Im parallelen Lichte löschen in der Zone $oP : \infty P\bar{\infty}$ (001 : 100) beide Individuen gleichzeitig aus und die Spaltrisse liegen parallel den Auslöschungsrichtungen. — In der Zone $\infty P\bar{\infty} : \infty P\infty$ (100 : 010) liegen Spaltrisse und Auslöschungen parallel und senk-

[1]) Blaue Cd-Linie.

recht zur Zwillingsnaht auf der erstgenannten Fläche; auf der letztgenannten Fläche geht die Spaltbarkeit nach M parallel der Zwillingsnaht, die Spaltrisse nach P bilden einen Winkel von 127° 54' $= 2 \measuredangle \beta$ und werden symmetrisch von der Zwillingsnaht halbiert (Fig. 163). Die Auslöschungsrichtungen der beiden Individuen bilden einen Winkel von $2 \times 21° = 42°$, der gleichfalls von der Trace der Zwillingsgrenze halbiert wird. In Schnitten dieser Zone mit wachsender Neigung gegen M wächst der Winkel der Spaltrisse von 127° 54' bis zu 180°, der Winkel der beiden Auslöschungsrichtungen anfangs langsam, dann sehr rasch von 42° auf 180°. Stets halbiert die Zwillingsgrenze Spaltrisse und Auslöschungswinkel symmetrisch (Bd. I. 2. Taf. IX, Fig. 4). — Die Zone P : M ist den beiden Individuen eines Karlsbader Zwillings nicht mehr gemeinsam, vielmehr fällt die Zone P : M des einen Individuum annähernd zusammen mit der Zone x : M des zweiten Individuum. Im ersten Krystall werden demnach alle Schnitte Spaltrisse haben, welche zueinander und zur Zwillingsnaht parallel laufen und gegen welche die Auslöschungsrichtungen von 0° auf P bis zu 3°—7°, eventuell bis zu 12° auf M geneigt sind; im zweiten Krystall, der also bei basalem Schnitt des ersten annähernd nach x getroffen wird, schneiden sich die Spaltrisse rechtwinklig und ihnen parallel geht die Auslöschung. Mit zunehmender Neigung nach M hin nimmt der Winkel der Spaltrisse bis auf etwa 54° ab. Die Auslöschung wächst gegen die Zwillingsgrenze gemessen von 0° bis zu 47° etwa auf derselben Seite wie im ersten Individuum.

Fig. 163.

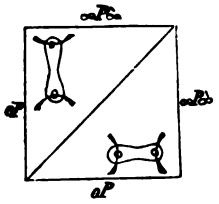


Fig. 164.

Bei Bavenoer Zwillingen sind nur die Querschnitte und die Zone P : M von Bedeutung, da diese stets lang prismatisch nach à sind. Auf Querschnitten liegt die Trace der Zwillingsgrenze diagonal gegen die Spaltrisse (Bd. I. 2, Taf. IX. Fig. 5) und die Umgrenzung, und im konvergenten Licht hat man zwei zueinander senkrecht stehende Interferenzfiguren (Fig. 164). — In Schnitten der Zone P : M gehen die Spaltrisse beider Individuen zueinander und zur Zwillingsgrenze parallel; gegen diese wächst die Auslöschungsschiefe im einen Individuum von 0° bis zu 3°—7°, während sie in dem anderen in denselben Grenzen abnimmt. Das Maximum der Auslöschungsschiefe im einen Individum fällt zusammen mit dem Minimum im anderen.

Das optische Verhalten der Manebacher Zwillinge ergibt sich aus der Gemeinsamkeit der beiden Zonen P/M und P/k (001 : 100). Der Zone 010 : 100 des einen Individuum entspricht eine nicht charakteristische Zone 010 : h o l des anderen.

Die Sanidine mit symmetrischer Axenlage (Fig. 161 und 162), also senkrechter Orientierung der Axenebene gegen die Spaltung nach P, verhalten sich mit Beziehung auf die Auslöschungsschiefen in den Zonen P/M und P/K ebenso wie die Orthoklase. In der Zone M/k wechselt das Verhalten mit der Größe von 2V. Auf M und naheliegenden Schnitten beträgt die Auslöschungsschiefe 7°—0° gegen die Spaltung nach P in jedem Falle. Bei großem 2V geht die Auslöschung auf die andere Seite der Spaltrisse nach P über, erreicht ein Maximum von etwa 8°—10° und sinkt zurück auf 0°, wenn die Schnitte sich von M entfernen und endlich parallel k (100) werden. Bei kleinem 2V kehrt die Auslöschungsschiefe nach Überschreitung der Spaltrisse von P nicht zurück, sondern wächst rasch von 0° bis 90°. Sanidine mit symmetrischer Lage der Axenebenen scheinen häufiger in losen Auswürflingen vorzukommen, als in kompakten Laven.

A. Des Cloizeaux (22) machte die Entdeckung, daß eine Erhöhung der Temperatur den Axenwinkel der Feldspate verkleinert, solange die Axenebene normalsymmetrisch liegt, vergrößert, wenn sie mit der Symmetrieebene zusammenfällt. Bei hinreichender Erwärmung sinkt der Axenwinkel der normalsymmetrischen Axen nach und nach für alle Farben, mit blau beginnend, auf o, die Axen treten in die Symmetrieebene über, ohne daß die stumpfe Bisektrix ihre Lage änderte, und öffnen sich nun mehr und mehr mit zunehmender Erhitzung. Der Vorgang beruht also auf einer Veränderung

des relativen Wertes von b und c; ihr Unterschied nimmt ab bis auf Null und dann vertauscht sich ihr Wert ohne bedeutende Veränderung ihrer Lage. Mit abnehmender Temperatur tritt die rückläufige Bewegung ein bis zur Wiederkehr der ursprünglichen Verhältnisse, wenn die angewandte Temperatur 500° C nicht überschritt. Setzt man dagegen die Platten längere Zeit einer Temperatur von 600°—1000° C aus, so bleiben die eingetretenen Veränderungen konstant und der ursprüngliche optische Zustand ist nicht wieder herstellbar. Schon Des Cloizeaux hatte die wechselnde Lage der Axenebenen und die Schwankungen im Axenwinkel bei den Feldspaten mit diesen Beobachtungen in Verbindung gebracht. Ch. E. Weiss (23), der eine große Anzahl gesteinsbildender Orthoklase auf die Beziehungen ihrer optischen Orientierung und der Natur des Gesteins hin untersuchte, bestätigte die Angaben von Des Cloizeaux, fand die Empfindlichkeit verschiedener Feldspate gegen Temperaturänderungen, also auch die Temperatur, bei welcher der Übergang aus normalsymmetrischer Lage der Axenebene in die symmetrische stattfindet, ungleich. Eine bestimmte gesetzmäßige Beziehung zwischen der optischen Orientierung eines Feldspates und der wahrscheinlichen Bildungstemperatur des ihn enthaltenden Gesteines glaubte er nicht feststellen zu können. Bisher hat man Sanidine, d. h. monokline Kalifeldspate mit kleinem 2V und bald symmetrischer, bald normalsymmetrischer Axenlage nur in den Ergußgesteinen und insbesondere in den neovulkanischen und in den Ganggesteinen der foyaitischen Magmen, nie in Tiefengesteinen oder in den Ganggesteinen der granito-dioritischen Magmen nachgewiesen.

Erscheinungen des Pleochroismus oder merkliche Absorptionsunterschiede zeigen die Orthoklase nicht.

Reakt.: V. d. L. schwer schmelzbar, leichter bei hohem Na-Gehalt. Schm.-P. 1205°—1220° bei Orthoklas von Arendal und Adular vom St. Gotthard, 1170°—1180° bei Sanidin vom Drachenfels nach Doelter, 1290° bei Orthoklas vom Col du Géant, 1390° bei Orthoklas von Viesch nach Brun. — Gewöhnliche Säuren greifen ihn nicht an. Flußsäure wirkt sehr kräftig ein.

Diagn.: Die niedrige Licht- und Doppelbrechung unterscheiden den Orthoklas und Sanidin von den meisten farblosen Mineralien, so auch vom Albit und den Plagioklasen. Einer möglichen Verwechslung mit Nephelin beugt, von manchen Sanidinen abgesehen, die Beobachtung der isotropen Durchschnitte im konvergenten Lichte und die Behandlung des Schliffes mit Salzsäure vor. Von Skapolithen mit niedrigem Brechungsvermögen unterscheidet ihn die weit geringere Doppelbrechung, von Quarz und Cordierit die Spaltbarkeit und die geringere Lichtbrechung, die niedriger ist, als die des Canadabalsams. Bei feinkörnigen Aggregaten von Quarz und Orthoklas bedient man sich auch der von Fr. Becke (24) empfohlenen Ätzung mit Flußsäure und darauf folgender Behandlung mit einer Tinktionsflüssigkeit, die nur vom Feldspat aufgenommen werden kann. Alle triklinen Feldspate mit Ausnahme des Mikroklins haben höhere Licht- und Doppelbrechung. Man vergleiche die dort gemachten Angaben.

Vork. Der Sanidin findet sich nur in den Erguß- und in gewissen Ganggesteinen und ist hier, wie in der intratellurischen, so auch in der Effusionsperiode eine späte Bildung, die späteste, wenn kein Quarz vorhanden ist. Nur eventuell vorhandene mikrofelsitische Gebilde und glasige Erstarrungsprodukte sind dann noch späterer Entstehung. Daher umschließt der Sanidin als Einsprengling sowohl die Erze, Zirkon, Apatit, Titanit, die farbigen Gemengteile, wie auch die Hauynmineralien, den Nephelin

und die Kalknatronfeldspate. Außerdem sind Gas- und Glaseinschlüsse, meistens regellos begrenzt, öfter auch in der Gestalt des Wirtes verbreitet und ordnen sich bald zentrisch, bald peripherisch, bald zonar. — Auch findet sich wohl ein Wechsel einschlußreicher und einschlußfreier Bänder parallel M, seltener parallel P. — Flüssigkeitseinschlüsse sind selten. Die Sanidine als Grundmassengemengteile pflegen ganz einschlußfrei zu sein.

Der Orthoklas ist selbst bei größter Frische nie glasig wie der Sanidin, sondern ähnelt dann dem Adular. Primäre Einschlüsse sind im ganzen spärlicher vorhanden, als bei Sanidin, Glaseinschlüsse ganz unbekannt. Dagegen sind Infiltrationen von Eisenoxyden, Eisenhydroxyden und Karbonaten auf den Spaltdurchgängen recht verbreitet und bedingen z. T. die Farben und das derbe Aussehen.

Sanidin und Orthoklas sind, der erstere selten, der letzte in allgemeiner Verbreitung mit anderen Feldspaten derart gesetzmäßig verwachsen, daß beide Feldspate die Fläche M und Kante M/l gemeinsam haben. Die Art der Verwachsung ist bald eine Umhüllung (Bd. I. 2, Taf. X, Fig. 2), wobei der Kalifeldspat fast immer die Schale, selten den Kern bildet, bald ein lamellarer Wechsel von Kalifeldspat mit Albit oder Kalknatronfeldspaten, bald eine unregelmäßige gegenseitige Durchdringung. Diese Verwachsungen geben sich oft schon dem Auge durch matte Stellen auf der Hauptspaltfläche P, durch streifiges Aussehen der zweiten Spaltfläche M, immer aber bei mikroskopischer Betrachtung durch die geringere Licht- und Doppelbrechung der Kalifeldspate gegenüber den Na- und Kalinatronfeldspaten, sowie durch die verschiedene Lage der Auslöschungsrichtungen zu erkennen. Als mit Sanidin oder Orthoklas gesetzmäßig verwachsen kennt man bisher den Mikroklin und die Anorthoklase, den Albit und den Oligoklas. Durchdringungen von Orthoklas mit Mikroklin und Albit beschrieben ausführlich Klockmann (25), Beutell (26), Kloos (27), Brögger (14), Ussing (28) u. a. Bd. I. 2, Taf. X, Fig. 4 gibt in einem willkürlichen Schnitt ein Beispiel der Durchdringung von Orthoklas und Kalknatronfeldspat. — Zwischen Orthoklas (mit oder ohne Mikroklin) und Albit ist besonders die lamellare Verwachsung verbreitet, wie sie makroskopisch im Perthit vorliegt. Die Albitlamellen werden dabei oft so außerordentlich fein, daß sie selbst bei starken Vergrößerungen kaum mehr als solche wahrnehmbar sind (Bd. I. 2, Taf. X, Fig. 5). Sie liegen am häufigsten parallel einer Prismenfläche oder parallel dem Orthopinakoide, seltener parallel der S. 301 beschriebenen Murchisonitspaltung oder parallel Pyramidenflächen aus der Zone dieser gegen M. Solche Art der Verwachsung beschrieben u. a. Brögger aus den Pegmatiten der südnorwegischen Augitsyenite. Ussing (28) aus grönländischen Eläolithsyeniten, Sauer (13) aus dem Granitit von Durbach im Schwarzwald. Alle diese Verwachsungen bedingen, daß die Schnitte der Prismenzone ein streifiges Aussehen haben (Bd. I. 2, Taf. XI, Fig. 3). Bei noch mehr abnehmenden Dimensionen erscheinen diese Schnitte geradezu feinfasrig und zeigen sehr verschiedene Helligkeit, je nachdem das Licht parallel oder senkrecht zur Längsaxe der Lamellen hindurchgeht, so z. B. bei den Feldspaten mancher sächsischer Granulite. Endlich erreichen diese Albitlamellen solche Zartheit, daß man erst bei sehr starken Vergrößerungen dieselben als solche erkennt, oder oft sogar mehr ahnt als eigentlich erkennt; dann sind die Orthoklase, die sie beherbergen, bisweilen mit einem vorzüglich deutlichen blauen Lichtschein auf dem Orthopinakoid und diesem naheliegenden Flächen ausgestattet, wie manche Adulare, der Mondstein von Ceylon und die schillernden Orthoklase von Frederiksvärn. Möglicherweise — ja man darf nach Bröggers Untersuchungen über den Natronorthoklas (Kryptoperthit) von Frederiksvärn und Ula wohl sagen sehr wahrscheinlich — erklären auch diese submikroskopischen Albitlamellen die größere Auslöschungsschiefe auf M bei solchen Feldspaten, welche nahezu das Mittel dieser Werte für Orthoklas und Albit ist. Es dürften auf diese Weise vielleicht alle denkbaren Übergänge von mikroskopischer lamellarer Verwachsung bis zu geradezu isomorpher Mischung vorkommen, wie andererseits alle Übergänge von diesen mikroskopischen Verwachsungen, welche Fr. Becke (29) sehr glücklich mikroperthitische genannt hat, zu den makroskopischen bekannt sind. Bd. I. 2, Taf. X, Fig. 6 zeigt solche mikroperthitische Orthoklasalbitgemenge in Schnitten nach ver-

schiedener Richtung. Man erkennt an den annähernd basalen Schnitten, daß der Albit dünne Stengel bildet; dieselben werden bei größeren Dimensionen zu schmalen Lamellen und spindelförmigen Körpern. Statt des Albits scheint auch ein sehr saurer Kalknatronfeldspat diese mikroperthitischen Verwachsungen bilden zu können. Für die nicht mehr mikroskopisch erkennbare Durchdringung von Orthoklas und Albit darf man eigentlich streng genommen nicht die von Brögger eingeführte Bezeichnung kryptoperthitisch gebrauchen, da er hiermit den Begriff der pseudomonoklinen Krystallisation zwingend verbindet.

Die Umhüllung eines Feldspates durch einen anderen zeigen in unübertrefflicher Weise die bekannten Ovoide aus den Rapakiwi Finnlands, bei denen der rote Kern Orthoklas, die grüne bis weißliche Schale Oligoklas ist.

Nächst der Verwachsung von Orthoklas mit anderen Feldspaten ist die zuerst am Schriftgranit oder Pegmatit beobachtete, dann in den Granophyren in mannigfachster Entwicklung mikroskopisch nachgewiesene gesetzmäßige Verwachsung von Orthoklas mit Quarz eine weitverbreitete Erscheinung in der Gesteinswelt. Der Quarz erscheint in z. T. idiomorphen, öfter regellos begrenzten, stengligen, parallel orientierten Individuen bald anscheinend regellos, bald derart dem Orthoklas eingelagert, daß nach Fr. Wallérant (30) eine Nebenaxe des Quarzes mit der Symmetrieaxe des Orthoklases zusammenfällt, während die Diagonale der Rhomboederfläche $(10\bar{1}1)$ des Quarzes entweder parallel der Kante P/M (001 : 010) oder parallel der Kante M/k (010 : 100) des Feldspates liegt (vgl. Quarz S. 93).

Umwandlung. Der Orthoklas verdankt sein derbes und trübes Aussehen einer mehr oder weniger vorgeschrittenen Umwandlung zu Muscovit oder Kaolin. Die beiden Vorgänge, welche chemisch sehr nahe verwandt sind und auf einer partiellen oder totalen Ersetzung des Kalis durch Wasser neben Ausscheidung von Kieselsäureanhydrid beruhen, zeigen auch morphologisch die größte Ähnlichkeit und sind mikroskopisch nicht immer mit Sicherheit zu unterscheiden. Es bilden sich in beiden Fällen auf den Spaltdurchgängen feinblättrige Aggregate einer vollkommen monotomen Substanz, die farblos ist und, wenn Muscovit starke, wenn Kaolin schwache Doppelbrechung besitzt. Der Feldspat sieht wie gequollen aus und wird um so undurchsichtiger und erdiger, je feinblättriger die Struktur der Neubildungen ist. Der Prozeß beginnt sehr oft im Innern des Orthoklases, zumal wenn hier reichliche Einschlüsse ursprünglich vorhanden und also die Angriffsoberfläche für die Atmosphärilien eine möglichst große war, und schreitet nun auf den Spaltflächen vor. Bei zonarer Struktur sind auch die Schalenflächen des Wachstumsfortschritts vorwiegend der Umwandlung günstig. Bei der Umwandlung zu Kaolin sind die Dimensionen der Neubildungen im allgemeinen feinblättriger, als bei derjenigen zu Muscovit. Zur Unterscheidung kann es auch dienen, daß eine Umwandlung zu Muscovit das spezifische Gewicht des Orthoklases erhöhen, eine solche zu Kaolin dasselbe erniedrigen muß. Bd. I. 2, Taf. XI, Fig. 1 gibt das Bild eines vollständig zu Muscovit (Pinitoid) umgewandelten Orthoklases. — Quarz ist derartigen Pseudomorphosen ziemlich konstant, aber in wechselnden Mengen beigemischt. Außerdem infiltrieren auf den gelockerten Blätterdurchgängen Eisen-, Mangan- und Kalk-haltige Lösungen und setzen Limonit, Pyrolusit und Calcit ab, wie das K. Dalmer (31) bei Pseudomorphosen von der Wilhelmsleite bei Ilmenau beschrieben hat. — Unter Mitwirkung so zusammengesetzter Lösungen entsteht sicherlich auch der so oft in zersetztem Orthoklas vorhandene Epidot. — Die Umwandlung in Hydrargillit ist das Charakteristische für die Lateritverwitterung granitischer Gesteine nach M. Bauer (32) und liefert Aggregate, welche den bei der Umwandlung zu Muscovit entstehenden sehr ähnlich sind.

Auch bei der sog. Pseudomorphose von Cassiterit nach Orthoklas von Huel Coates im Kirchspiel St. Agnes, Cornwall, bildet neben Cassiterit, Turmalin und Quarz der Muscovit einen Hauptgemengteil nach J. Arth. Phillips (33). Denselben Prozessen, welche diese Pseudomorphose hervorbrachten, scheint die Umwandlung des Granits in Greisen zugeschrieben werden zu müssen. — Die Umwandlung in Topas findet sich in den pneumatolytischen Kontakthöfen der Granite; vgl. d. Buch Bd. II.

Wo Sanidin neben Nephelin oder Sodalithmineralien gesteinsbildend auftritt, geht besonders in den Gang- und Ergußgesteinen die Umwandlung in Zeolithe von diesen Mineralien aus sehr oft auf den Feldspat über (Bd. I. 2, Taf. X, Fig. 3). Weniger verbreitet ist die zeolithische Umbildung bei dem Orthoklas der Eläolithsyenite.

Die Künstliche Darstellung des Orthoklases ist mehrfach gelungen, aber meistens unter Verhältnissen, welche sich nicht direkt mit den Entstehungsbedingungen dieses Minerals in der Natur vergleichen ließen. P. Hautefeuille (34) erhielt meßbare Orthoklaskrystalle durch mehrtägige Erhitzung eines Gemenges von Wolframsäure mit starkem Überschuß von Kali und mit Tonerde und Kieselsäure im Verhältnis 1 : 6 auf 900°—1000°. Bei späteren Versuchen ersetzte Hautefeuille das Alkaliwolframiat durch Alkaliphosphate; bei Zusatz von etwas Fluorkalium konnte Orthoklas und Quarz nebeneinander schon bei 7—800° C erhalten werden. Es ist möglich, daß die bei Hochofenprozessen (Sangerhausen) gebildeten Orthoklase ähnlich durch Einwirkung flüchtiger Alkalifluophosphate auf die Kiesel- und Tonerde der Ofenwände entstanden seien. — Friedel und Sarasin (35) stellten den Orthoklas auf wäßrigem Wege dar. Sie hielten eine Lösung von basischem Kalisilikat mit gefällter kieselsaurer Tonerde in einer mit Platin ausgekleideten Glasröhre mehrere Tage bei dunkler Rotglut. Neben Orthoklas bildete sich etwas Quarz. — Bei ihren Versuchen zur Darstellung von Nephelin und Leucit durch Einwirkung von Alkalien und Alkalisilikaten auf Muscovit erhielten Ch. und G. Friedel (36) ebenfalls Orthoklas in Krystallen. — Ein Silikatglas von der Zusammensetzung des Orthoklases läßt sich nicht nach der von Fouqué und Michel-Lévy bei den basischen Feldspaten mit so viel Erfolg angewandten Methode der längeren Erwärmung auf zähflüssigen Zustand zur Krystallisation bringen. Aus trockenen Schmelzen scheint weder Orthoklas noch Quarz zu krystallisieren. Dagegen gelang E. Baur (38) die Darstellung des Orthoklases und des Quarzes aus einer wasserhaltigen Schmelze von amorpher Kieselsäure und Kaliumaluminat bei 520°, wenn letzterer Bestandteil im Überschuß vorhanden, also die Mutterlauge alkalisch war. Aus einer Schmelze, deren Zusammensetzung einem Gemenge von Orthoklassubstanz und Quarz entsprach, schied sich nur Quarz aus. Die Orthoklasausscheidung wurde um so reichlicher und die Krystallisation desselben um so vollkommener, je alkalischer die Mutterlauge war. Etwas Quarz entstand noch bei dem Verhältnis von 5 gr $SiO_2$ und 5 gr $AlO_2K$, der Quarz blieb aus bei dem Verhältnis von 5 gr $SiO_2$ und 15 gr $AlO_2K$. Orthoklas entstand nicht mehr bei dem Verhältnis 5 gr $SiO_2$ und 25 gr $AlO_2K$. E. Bauer zieht aus seinen Versuchen den Schluß, daß durch Krystallisation eines Magmas durch isotherme Einengung, also durch Entweichen des Wassers bei konstant bleibender Temperatur zuerst Quarz, dann Orthoklas sich ausscheiden wird, wobei die Zusammensetzung des Magmas sich allmählich derart ändert, daß der Quarz unbeständig werden muß und Korrosion, bzw. magmatische Resorption erleiden muß, wie bei den Lipariten und Quarzporphyren. Wenn dagegen das Magma durch Abkühlung ohne Entweichen des Wassers krystallisiert, so wird bei einer bestimmten Zusammensetzung des Magmas zuerst Orthoklas entstehen, dann Quarz, der dessen Zwischenräume füllt, wie bei den hypidiomorph-körnigen Tiefengesteinen. Dann muß im Verlauf der Verfestigung des Magmas der Orthoklas unbeständig werden und also Korrosion erfahren, wodurch sich vielleicht der sog. myrmekitische Quarz und der Quarz de corrosion (S. 94) erklärt. — Bei der Krystallisation durch gleichzeitige Abkühlung und Wasserentweichung würde gleichzeitige Krystallisation von Quarz und Orthoklas stattfinden, wie bei der panidiomorph-körnigen Struktur der Ganggesteine.

Literatur. (1) U. S. geol. Survey Bull. No. 60. Washington 1890. — (2) Min. Mag. 7. 1886. 10. — (3) Z. X. 1. 346. — (4) Z. D. G. G. 31. 1879. 421 und Z. X. 6. 318. 493. — (5) Z. X. 3. 1879. 601 und 9. 93. — (6) N. J. 1890. II. 88. — (7) T. M. P. M. 8. 414. — (8) Z. D. G. G. 30. 1878. 663. — (9) N. J. 1883. II. 189. — (10) U. S. geol. Survey Bull. No. 20. 1885. 75. — (11) N. J. 1872. 404. — (12) N. J. 1887. II. 228. — (13) Mitteil. Gr. Bad. geol. Landesanst. 2. 1891. 250. — (14) Z. X. 16. 1890. 541. — (15) Z. X. 34. 1901. 171. — (16) Man. de Minér. 1862. 330. — (17) Z. X. 2. 102. — (18) Z. X. 22. 1894. 347. — (19) Z. X. 14. 235. — (20) Bull. Soc. min. Fr. 13.

1890. 635. — (21) Ann. Min. 12. 1877. 392. — (22) Ann. Min. 2. 1862; — Nouv. Recherches sur les propriétés optiques des cristaux naturels ou artificiels, et sur les variations que ces propriétés éprouvent sous l'influence de la chaleur. Mém. Sav. étrangers. Paris 18. 1867; — C. R. 82. 1876. 1017. — (23) Beiträge zur Kenntnis der Feldspatbildung. Haarlem 1866. — (24) T. M. P. M. 10. 1889. 90. — (25) Z. D. G. G. 31. 1879. 421. — (26) Z. X. 8. 1883. 351. — (27) N. J. 1884. II. 87. — (28) Meddelelser om Grönland 14. Kopenhagen 1894. — (29) T. M. P. M. 4. 1881. 197. — (30) C. R. 135. 1902. 800. — (31) N. J. 1878. 225. — (32) N. J. 1898. II. 163. — (33) Journ. Chemical Soc. Aug. 1875. — (34) C. R. 85. 1877. 952 und 90. 1880. 830. — (35) Bull. Soc. min. Fr. 2. 1879. 158 und 3. 1880. 171; C. R. 92. 1881. 1374. — (36) Bull. Soc. min. Fr. 13. 1890. 133. — (37) Z. X. 32. 121. — (38) Zeitschr. für physikal. Chemie 42. 1903. 567.

## Die Reihe der Kali-Baryt-Feldspate.

### Celsian und Hyalophan.

Celsian[1]) = $BaAl_2Si_2O_8$ = Ce und Orthoklas = $KAlSi_3O_8$ = Or treten in wechselnden Mengenverhältnissen zu isomorphen Mischungen zusammen. Analysen des reinen Ba-Feldspates von Jakobsberg in Schweden lieferten R. Manzelius bei Hj. Sjögrén (1) und J. E. Strandmark (2). Nach dem Vorschlage von J. E. Strandmark dürfte es sich empfehlen in Analogie mit der Bezeichnung der Ca-Na-Feldspate als Celsian die Mischungen von $Ce_1Or_0$ bis $Ce_1Or_2$, unter dem Namen Hyalophan die Mischungen von $Ce_1Or_2$ bis $Ce_1Or_6$, unter dem Namen barythaltige Orthoklase die noch Ba-ärmeren Orthoklase zunächst zusammenzufassen. Dann enthalten die Celsiane 16.5 %—39.5 % BaO, der Barytgehalt der Hyalophane liegt zwischen 16.4 %—7.5 %.

In den Analysen der Eruptivgesteine aus den letzten Jahrzehnten, zumal in denen, welche die geologische Landesanstalt der Vereinigten Staaten veröffentlicht hat, findet sich sehr regelmäßig ein Gehalt an BaO und zwar überraschenderweise besonders in den Gesteinen der foyaitischen und theralitischen Magmen. Dieser BaO-Gehalt dürfte nach den bisherigen Erfahrungen nicht den alkalifreien Gemengteilen, sondern den alkalireichen, den Feldspaten und Glimmern angehören. Schon im Jahre 1865 wies A. Knop (3) im Orthoklas des Nephelinits von Meiches einen Gehalt von 2.27 % BaO und 0.36 % SrO nach; Högbom (4) fand 1.45 % BaO im Orthoklas des Eläolithsyenits

[1])

| | I | II | |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ - | 32.43 | 32.23 | |
| $Al_2O_3$ - | 26.55 | 27.40 | |
| $Fe_2O_3$ - | 0.12 | 0.32 | I. Manzelius. |
| MnO - | — | 0.24 | II. Strandmark. |
| MgO - | 0.11 | 0.13 | |
| BaO - | 39.72 | 36.45 | |
| CaO - | 0.23 | 0.39 | |
| $Na_2O$ - | 0.16 | 0.77 | |
| $K_2O$ - | 0.22 | 0.22 | |
| $H_2O$ - | 0.64 | 1.02 | |
| F - | 0.64 | 0.12 | |
| | 100.82 | 99.29 | |
| ab O = 2F | 0.27 | 0.05 | |
| | 100.55 | 99.24 | |

von Alnö, Lemberg (5) 0.56 % BaO im Sanidin des Drachenfels und 1.34 % in dem von Wehr, G. vom Rath (6) 0.41 % BaO im Sanidin der Auswürflinge des Laacher Sees, A. Knop (7) 1.43 % im Sanidin des andesitischen Trachydolerits von Bischoffingen, 1.28 % im Sanidin des Phonoliths vom Horberig im Kaiserstuhl. G. Lattermann (unveröffentlichte Mitteilung) fand in den Meroxenen und Anomiten des Katzenbuckels bis 1.5 % BaO. Diese Tatsachen gemahnen daran, den Kalifeldspaten der Alkaligesteine eine erhöhte Aufmerksamkeit mit Beziehung auf ihren BaO-Gehalt zuzuwenden.

$a : b : c = 0.657 : 1 : 0.554$, $\beta = 64^\circ\ 58'$ für Celsian von Jakobsberg nach Strandmark,

$= 0.6584 : 1 : 0.5523$, $\beta = 64^\circ\ 16'$ für Hyalophan $Ce_1Or_2$ vom Binnental nach H. Baumhauer (8).

Morph.: Formentypus wie bei Adular, auch kräftig gestreckt nach der Vertikalen. Am Celsian von Jakobsberg nach Strandmark (2) $P = oP$ (001), $M = \infty P\bar{\infty}$ (010), $k = \infty P\bar{\infty}$ (100), $l = \infty P$ (110), $y = 2P\bar{\infty}$ ($\bar{2}01$), $o = P$ ($\bar{1}11$) und mehrere abgeleitete Pyramiden ($\bar{1}12$), ($\bar{1}14$), ($\bar{3}11$), am Hyalophan $x = P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$). Zwillinge nach Karlsbader, auch nach Bavenoer und einmal nach Manebacher Gesetz wurden beobachtet am Celsian, sind unbekannt am normalen Hyalophan des Binnentals; doch beobachtete Baumhauer (8) Vierlinge nach Bavenoer oder Manebacher Gesetz an BaO-ärmeren Krystallen dieses Vorkommens vom sp. G. = 2.645. — Derbe, spätige Massen.

001 : 110 = 68° 41′ am Celsian, = 68° 4′ am Hyalophan,
010 : 110 = 59° 14′ am Celsian, = 59° 18′.5 am Hyalophan.
001 : $\bar{2}01$ = 79° 23′ am Celsian,
001 : $\bar{1}01$ = 49° 55′.5 am Hyalophan,
001 : $\bar{1}11$ = 54° 53′ am Celsian, = 54° 54′ am Hyalophan.

Koh.: Vollkommene Spaltung nach P (001) und M (010). — Bruch muschlig. — Sp. G. = 3.34 bei reinem Celsian, 2.771—2.832 bei Hyalophan ($Ce_1Or_2$ etwa) vom Binnental, sinkend mit Abnahme des BaO-Gehaltes bis auf das sp. G. des Orthoklases.

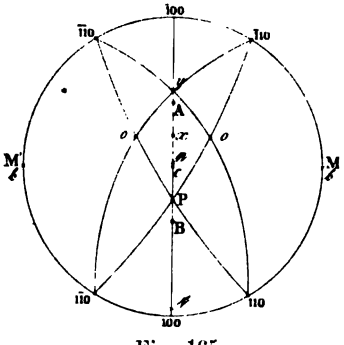


Fig. 165.

Opt.: Glasglanz. Farblos, weiß, rötlich, auch grünlich und bläulich im auffallenden, farblos im durchfallenden Lichte. — Niedrige Licht- und Doppelbrechung. Ebene der optischen Axen in der Symmetrieebene bei Celsian, b = b, senkrecht zur Symmetrieebene bei Hyalophan mit b = c. — Bei Celsian (Fig. 165) ist $c : a = 3^\circ\ 1'$ im spitzen Winkel $\beta$, $a : c = 28^\circ\ 3'$ im stumpfen Winkel $\beta$. Mit abnehmendem Gehalt an BaO sinkt der Winkel c : a auf 0°, dann geht a in den stumpfen Winkel $\beta$ über und c : a wächst hier bis auf 62° etwa im BaO-freien Orthoklas. — Der Winkel der optischen Axen im Orthoklas um a wächst mit Eintritt von Celsian in die Mischung von etwa $2V = 60^\circ$ bis auf $2V = 90^\circ$, welchen Wert er erst in Mischungen erreicht, die mehr Celsian enthalten, als dem Verhältnis $Ce_1Or_2$ (Binnental) entspricht. Mit der Überschreitung

des Wertes $2V = 90^0$ wird der optische Charakter positiv und der Axenwinkel um a steigt bis auf etwa $94^0$ bei reinem Celsian. An zahlenmäßigen Bestimmungen liegen vor

| | Sp. G. | $\alpha_{na}$ | $\beta_{na}$ | $\gamma_{na}$ | $-2V_{na}$ | a : a [1]) | Ce-Gehalt in Mol. | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Celsian | 3.384 | 1.5837 | 1.5886 | 1.5940 | $93^0 38'$ | $-62^0$ | 100 % etwa. | Strandmark (2) |
| Hyalophan | 2.818 | 1.5419 | 1.5451 | 1.5469 | $78^0.5$ | $-18^0$ | 30 „ „ | „ |
| Binnental | 2.756 | | | 1.5426 | $77^0$ | $-11^0$ | 24 „ „ | „ |
| | 2.733 | 1.5373 | 1.5395 | 1.5416 | $74^0$ | $-6^0$ | 21 „ „ | „ |
| | 2.725 | | | | $75^0.5$ | $-2^0$ | 20 „ „ | „ |
| | 2.645 | | | 1.5335 | | $+5^0$ | 9 „ „ | Baumhauer (8) |
| | 2.593 | 1.5201 | 1.5240 | 1.5257 | $71^0 22'$ | $+2^0$ | 5 „ „ | Strandmark (2) |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Für | Celsian | $\gamma-\alpha = 0.0103$ | $\gamma-\beta = 0.0054$ | $\beta-\alpha = 0.0049$ |
| „ | $Ce_3Or_7$ | $= 0.0050$ | $= 0.0018$ | $= 0.0032$ |
| „ | $Ce_1Or_4$ | $= 0.0043$ | $= 0.0021$ | $= 0.0022$ |
| „ | $Ce_1Or_{10}$ | $= 0.0056$ | $= 0.0017$ | $= 0.0039$ |

Auch Fr. Rinne (9) beobachtete bei Hyalophan vom Binnental $a : a = -5^0$ und stellenweise, bei zonarem Bau der Krystalle oder bei nicht einheitlicher Auslöschung, steigend bis auf $-15^0$, nach brieflicher Mitteilung an C. Hintze (Handb. d. Min. II. 1426 Fußnote) selbst bis auf $-24^0$, während er sie in einer schmalen Randzone $= +5^0$ fand. Aus der Messung des spitzen und des stumpfen Axenwinkels in Öl bestimmte derselbe Forscher $-2V_{li} = 79^0 21'$, $-2V_{na} = 79^0 3'$, $-2V_{tl} = 78^0 42'$, $\beta_{li} = 1.5388$, $\beta_{na} = 1.5392$, $\beta_{tl} = 1.5416$. J. E. Strandmark (2) stellte denselben Wechsel der optischen Orientierung an verschiedenen Platten aus demselben Krystall des Hyalophans und an verschiedenen Stellen derselben Platte fest, $a : a = -5^0$ bis $-1^0$, $-14^0$ bis $+4^0$, $-19^0$ bis $+2^0$. Immer war die Auslöschung negativ und größer im Zentrum, kleiner und oft positiv an der Peripherie. Damit stimmte auch die Änderung des sp. G., welches an Splittern von der Peripherie eines Krystalls zu 2.660, an Splittern aus dem Kern desselben zu 2.818 gefunden wurde. Danach wäre also der Schalenbau bei den Hyalophanen analog dem bei den Plagioklasen und die Acidität nähme zu mit der Entfernung vom Zentrum. Es wurde indessen auch hier, wie bei den Plagioklasen, eine Rekurrenz basischerer Schalen wahrgenommen.

Reakt.: Die K-Ba-Feldspate schmelzen schwierig zu blasigem Glase. — Der Celsian wird von Salzsäure unter Gelatination zerstört.

Diagn.: Celsian und Hyalophan zeigen nirgends eine polysynthetische Zwillingsbildung, wie die Plagioklase und ebensowenig Andeutungen einer Mikroklinstruktur. Sie sind also nur mit dem Kalifeldspat zu verwechseln. Von diesem trennt sie die höhere Lichtbrechung, die größere Auslöschungsschiefe a : a und deren Lage im spitzen Winkel $\beta$, sowie das sp. G. und bei den Ba-reichsten Gliedern der Mischungsreihe das Verhalten gegen HCl. Zur Unterscheidung der

[1]) Das Vorzeichen der Auslöschungsschiefe ist im Sinne von Max Schuster genommen. Das negative Vorzeichen bezeichnet ihre Lage im spitzen Winkel $\beta$.

einzelnen Glieder der Mischungsreihe bedient man sich am sichersten des sp. G. und der Auslöschung auf M, für welche wir der Arbeit Strandmarks die Figuren 166 und 167 entlehnen. Auf der Abscisse von Fig. 166 ist der Gehalt an Ce in Volumprozenten, in Fig. 167 in Molekularprozenten angegeben.

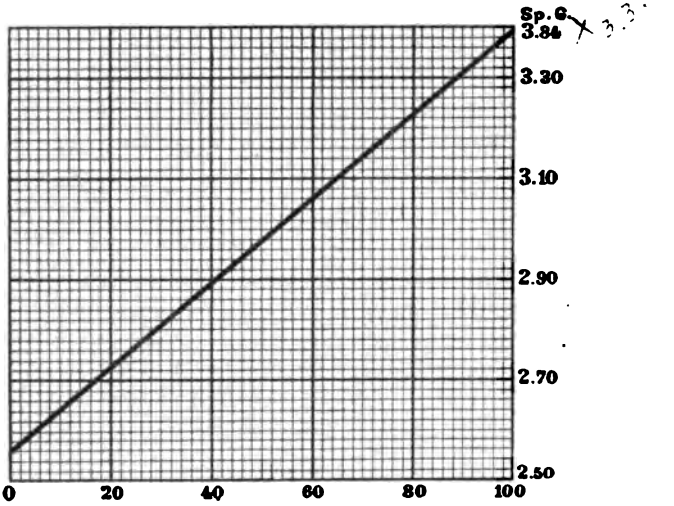



Fig. 166.

Vork. Der Celsian wurde zuerst von Hj. Sjögrén (1) genauer beschrieben, aber für triklin gehalten. Er findet sich auf einer Manganerzgrube bei Jakobsberg zwischen Nordmarken und Finnmossen in Schweden, teils derbe in innigem Gemenge

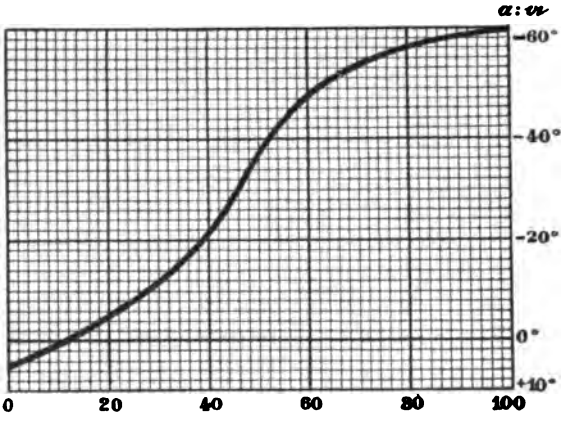



Fig. 167.

mit Schefferit und Manganophyll, dem sich auch Granat beigesellt, teils in Krystallen eingewachsen im Kalkstein. Der Hyalophan wurde zuerst von Sartorius von Waltershausen (10) als Barytfeldspat erkannt, von Tschermak (11) chemisch richtig gedeutet und von Fr. Rinne (9) optisch genauer untersucht. Er findet sich auf- und eingewachsen im Dolomit des hinteren Binnentales im Oberwallis. Da auch die Mangan-

erzgänge von Jakobsberg im dolomitischen Kalkstein und Dolomit aufsetzen, so sind beide typische Vorkommnisse von Barytfeldspat an Dolomit gebunden.

Der Cassinit vom Blue Hill bei Media, Delaware Co., Penn. ist nach Penfield und Sperry (12) ein monokliner Baryumorthoklas mit fast 4 % BaO, der von Albitlamellen parallel (100) durchwachsen ist. Die Angabe über die Auslöschungsschiefe auf M, $a : a = +6°$ bedürfte wohl einer Revision. Das sp. G. = 2.692 ist durch den Albitgehalt herabgedrückt. Die Deutung des Ba-Feldspatmoleküls als $BaAl_2Si_4O_{12}$ ist durch die Entdeckung des Celsians unhaltbar geworden.

A. Des Cloizeaux (13) beschrieb Spaltstücke von einem Feldspat unbekannten Herkommens als Neuen Barytfeldspat. ($SiO_2$ 55.10, $Al_2O_3$ 23.20, $Fe_2O_3$ 0.45, BaO 7.30, CaO 1.83, MgO 0.56, $Na_2O$ 7.45, $K_2O$ 0.83, Glühverlust 3.72, Sa. 100.44.) Sp. G. 2.835. Spaltwinkel $P : M = 86° 37'$. Die stumpfe positive Bisektrix fast senkrecht auf einer Fläche, welche die spitze Kante P/M abstumpft und mit P den Flächenwinkel $91° 30'$ macht. Dispersion stark geneigt mit $\varrho < v$ und schwach gekreuzt. $2H_o = 100° 34'$ bis $101° 28'$. Die spitze negative Bisektrix ist fast parallel M und schneidet P unter 87° etwa. $2H_a = 92° 2'$ mit $\varrho > v$, schwach horizontal und sehr deutlich geneigt. Auf P ist die Auslöschungsschiefe gegen die Kante P/M ungefähr 5°, auf M gegen dieselbe Kante etwa $7° 30'$. Das wäre also ein Barytplagioklas etwa von dem einem Oligoklasfeldspat entsprechendem Mischungsverhältnis $Ab_{71}Or_8Ce_{14}An_{10}$. Der Ba-Feldspat muß danach als dimorph angesehen werden.

Künstliche Darstellung. F. Fouqué und A. Michel-Lévy (14) stellten Barytnatriumfeldspate durch langsame Abkühlung einer Schmelze von $SiO_2$, $Al_2O_3$, $Na_2CO_3$ und BaO in den den Mischungsverhältnissen Oligoklas, Labradorit und Anorthit der Kalknatronfeldspate entsprechenden Mengen dar. Bei allen entsprach der Längsrichtung der erhaltenen Mikrolithe eine optische Elastizitätsaxe. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz wurden bei keiner dieser Darstellungen beobachtet. Der Barytanorthit zeigte sehr häufig rechtwinklige Querschnitte und verhielt sich anscheinend rhombisch.

Literatur. (1) G. F. i Stockholm Förhdl. **17**. 1895. 578. — (2) G. F. i Stockholm Förhdl. **25**. 1903. 289 und **26**. 1904. 97. — (3) N. J. 1865. 687. — (4) G. F. i Stockholm Förhdl. **25**. 1903. 291. — (5) Z. D. G. G. **35**. 1883. 603. — (6) Pogg. Ann. **135**. 1868. 462. — (7) A. Knop, Der Kaiserstuhl 1892. 95. — (8) Z. X. **37**. 1903. 605. — (9) N. J. 1884. I. 214. — (10) Pogg. Ann **94**. 1855. 134 und S. W. A. **14**. 1854. 292. — (11) S. W. A. **50**. 1864. 595. — (12) Amer. Journ. **36**. 1888. 326. — (13) Bull. Soc. min. Fr. **1**. 1878. 84. — (14) Bull. Soc. min. Fr. **3**. 1880. 124.

## Mineralien des triklinen Krystallsystems.

Die Mineralien des triklinen oder asymmetrischen Krystallsystems sind vorwiegend durch negative Kennzeichen charakterisiert. Die Durchschnitte durch dieselben sind in allen Zonen unsymmetrisch; ebenso die durch sich schneidende Spaltrisse entstehenden Figuren. Alle Blätterdurchgänge gehen nur nach einer Fläche; es kann also keine gleichwertigen Spaltrisse geben, die sich schnitten. Zum Durchschnitt gelangende Spaltrisse gehören stets krystallographisch ungleichwertigen Flächen zu. Im allgemeinen hat man diejenigen Flächen, denen parallel Blätterdurchgänge vorhanden sind, zu Pinakoiden gemacht.

Die triklinen Mineralien sind optisch zweiaxig; ihr Elastizitätsellipsoid ist dreiaxig, aber ein anderes für jede Wellenlänge. Es findet somit eine Dispersion der optischen und aller drei Elastizitätsaxen statt, wenngleich diese Dispersionen auch hier im allgemeinen klein sind und praktisch in den meisten Fällen vernachlässigt werden können. Bei dem Mangel jeder Symmetrie gibt es keine gesetzmäßige Beziehung mehr zwischen der Lage der Elastizitätsaxen und jener willkürlichen Koordinaten, die man hier Krystallaxen nennt. Im allgemeinen fällt keine Elastizitätsaxe mehr mit einer Krystallaxe zusammen; wo dieses annähernd oder genau der Fall ist (Oligoklas), wird das optische Verhalten ähnlich dem eines monoklinen Krystalls, was die Lage der Auslöschungsrichtungen auf bestimmten Flächen anbetrifft. — Im parallel polarisierten Lichte sind alle Schnitte, die nicht senkrecht zu einer optischen Axe liegen, doppelbrechend und zeigen zwischen gekreuzten Nicols den viermaligen Wechsel von farbig hell und dunkel. Das Helligkeitsminimum der Auslöschung liegt im allgemeinen schief gegen die Umrißlinien, gegen die Blätterdurchgänge und gegen die Diagonalen dieser. — Schnitte senkrecht zu einer optischen Axe bleiben in allen Stellungen zwischen gekreuzten Nicols gleichmäßig hell im parallelen Lichte und zeigen ein Axenbild im konvergenten, dessen Aussehen analog demjenigen bei einem rhombischen oder monoklinen Mineral ist. — Schnitte senkrecht zu einer Bisektrix geben im konvergenten weißen Lichte eine Interferenzfigur, welche sich von der analogen eines rhombischen und eines monoklinen Krystalls dadurch unterscheidet, daß die

Farbenverteilung eine unsymmetrische ist, sowohl mit Beziehung auf die Trace der Axenebene, wie zu einer hierzu senkrechten, sowie auch unsymmetrisch zum Mittelpunkt des Axenbildes. Es erscheinen also nebeneinander mehrere der Dispersionen, welche bei den monoklinen Krystallen als geneigte, horizontale und gekreuzte unterschieden wurden. — Den optischen Charakter bezeichnet man auch hier als positiv oder negativ, je nachdem die Axe kleinster oder größter Elastizität den spitzen Winkel der optischen Axen halbiert.

Bei triklinen Mineralien, welche Pleochroismus zeigen, sind alle Durchschnitte pleochroitisch, die nicht senkrecht zu einer optischen Axe geführt wurden. Die Maxima der Farbenverschiedenheiten liegen um 90° auseinander und fallen gemeiniglich, wenn auch nicht notwendig, mit den Auslöschungsrichtungen zusammen.

## Mikroklin.

Chem.: $KAlSi_3O_8$ wie bei Orthoklas mit einem wechselnden Gehalt an $Na_2O$, der bis zu 4 % etwa steigt, und an CaO, der nur sehr selten über 0.5 % hinausgeht. Da die an $Na_2O$ und CaO reichsten Mikrokline auch die reichlichsten mechanischen Beimengungen von Albit und Oligoklasalbit enthalten, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß $Na_2O$ und CaO nicht dem eigentlichen Mikroklinmolekül angehören. Fast absolut $Na_2O$-freie Mikrokline kennt man aus den Eläolithsyeniten von Arkansas und Grönland.

$a : b : c = 0.65 : 1 : 0.55$; $\alpha = 94° 40'$, $\beta = 116°$, $\gamma = 90°$ ca.

Morph.: Wie bei Orthoklas. P = oP (001), M = $\infty P\bar{\infty}$ (010), T = $\infty'P$ ($1\bar{1}0$), l = $\infty P'$ (110), x = $'P\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), y = $2P\bar{\infty}$ ($\bar{2}01$), p = $'P$ ($\bar{1}11$), o = $P'$ ($\bar{1}\bar{1}1$) u. a. Formen an den Krystallen der kleinen und großen Drusen miarolitischer Granitgesteine. Auch öfter erkennbar in dem Schalenbau des Mikroklins als Gesteinsgemengteil. Habitus meistens, wie in Fig. 156, S. 299. Zwillingsbildungen analog dem Karlsbader, Manebacher und Bavenoer Gesetz des Orthoklases häufig (Fig. 158, 159, S. 299). Derbe in spätigen Massen in Pegmatiten und pegmatitischen Ausscheidungen der Granite, Syenite, Eläolithsyenite und Gneiße. Körner in Graniten, Gneißen, Syeniten und Eläolithsyeniten. — Winkel wenig abweichend von denen des Orthoklases, von welchem den Mikroklin zu unterscheiden erst A. Des Cloizeaux (1) lehrte.

| | |
|---|---|
| $001 : 010 = 89° 30'$ ungefähr, | $010 : 110 = 60° 49'$ |
| $001 : 1\bar{1}0 = 67° 35'$ | $110 : 1\bar{1}0 = 61° 29'$ |

Einfache Krystalle und Zwillinge nach den genannten Gesetzen kennt man bisher in weiter Verbreitung nur aus den Alkalisyeniten und Eläolithsyeniten und spärlich aus Pegmatiten der Kalkalkaligranite (Gasern bei Meißen in Sachsen). — Auf den Flächen P und x zeigen manche Mikrokline, besonders schön die grünen Amazonensteine vom Pikes Peak, Col., eine äußerst feine Riefung parallel der Kante gegen

M, welche auf das Vorhandensein der Viellingsbildung nach dem Albitgesetz der Plagioklase (cf. diese) und eine dazu senkrechte parallel der Kante P : x, welche auf polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz deutet. Die sehr geringe Abweichung des Winkels P : M von 90° erklärt es, warum man diese Zwillingsriefung mit dem bloßen Auge so selten wahrnimmt. Erst die Untersuchung im polarisierten Lichte läßt sie voll hervortreten und macht sie zum wichtigsten Unterscheidungsmittel von Orthoklas. — Mikrolithische Ausbildungsformen, wie bei Orthoklas, kennt man vom Mikroklin nicht.

Koh.: Spaltung nach P (001) und M (010) genau wie bei Orthoklas; trotz der Güte der Spaltbarkeit ist die Abweichung vom rechten Winkel zwischen diesen Flächen nur selten sicher festzustellen, weil man infolge der äußerst feinen Zwillingslamellierung nicht den Winkel M : P, sondern den Winkel von M zu einer Scheinfläche mißt, die dann senkrecht zu M stehen muß. — Spaltung nach T ($1\bar{1}0$) meistens deutlich erkennbar, unvollkommener und seltener eine Spaltung nach l ($11\hat{0}$). — Sehr verbreitet, besonders in den foyaitischen Gesteinen, ist die beim Orthoklas beschriebene Murchisonitspaltung (S. 301) nach einem steilen Makrodoma ($\bar{8}01$) oder ($\bar{7}01$). Bruch uneben. — H. = 6. — Sp. G. = 2.54 wie bei Orthoklas, wachsend mit dem Na-Gehalt bis zu 2.57.

Opt.: Glasglanz, auf den Spaltflächen nach P bisweilen ins Perlmutterartige. — Farbe selten wasserhell, meistens weiß, graugelblich, gelb, rot in verschiedenen Tönen von hellrosa bis ziegelrot, auch grün (Amazonenstein) im auffallenden Lichte; im Dünnschliff farblos. Die roten Farben rühren von Eisenoxyd und Eisenhydroxyden her; die grüne Farbe läßt sich auf kein mikroskopisch wahrnehmbares Pigment zurückführen, sie verschwindet beim Glühen. — Schwache Lichtbrechung und schwache negative Doppelbrechung, nicht merklich abweichend vom Orthoklas. Durch Totalreflexion ergab sich für

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Mikroklin, Narestö | $\alpha = 1.523$ | $\beta = 1.526$ | $\gamma = 1.529$ | | Michel-Lévy u. Fouqué (2) |
| „ Cala Francese, Insel Maddalena, Sardinien, aus Granit | 1.5185 | 1.5227 | 1.5249 | $2V_{Na} = 71°37'.5$ | C. Riva (3) |
| „ „ aus Pegmatit | 1.5194 | 1.5236 | 1.5263 | 77°15′ | „ |
| „ „ aus Drusen | 1.518(9) | 1.523(1) | 1.526(1) | 80°12′ | „ |
| „ Grube Eugenia Maximilanowna bei Palkina, Ural | 1.5183 | 1.5220 | 1.5248 | 81°51′.5 | „ |
| „ Ilmensee, Ural | 1.5186 | 1.5223 | 1.5248 | 78°37′ | „ |
| „ Amazonenstein, Ural | 1.5199 | 1.5238 | 1.5263 | 77°7′ | „ |
| „ Gasern bei Meißen [1]) | $\alpha_{Na} = 1.5224$ | 1.5264 | 1.5295 | 83°41′ | Ussing (4) |
| Im Mittel: | $\alpha = 1.5191$ | $\beta = 1.5231$ | $\gamma = 1.5256$ | | |
| | $\gamma - \alpha = 0.0065$ | $\gamma - \beta = 0.0025$ | $\beta - \alpha = 0.0040$ | | |

Für die Lage der Axenebene liegen Angaben von Des Cloizeaux (1) und Ussing (4) vor. Nach dem Erstgenannten bildet eine senkrecht zur stumpfen Bisektrix (c) geschnittene Platte aus verzwillingtem Amazonenstein von Mursinsk mit P (001) etwa 98°—99°, mit T ($1\bar{1}0$)

[1]) Berechnet aus $2E_a$ und $2E_o$ nebst $\gamma - \beta$ und $\beta - \alpha$ und kontrolliert durch die Bestimmung von $\gamma - \alpha$.

78° 36', mit M (010) 162° 19'. Eine zur spitzen Bisektrix (a) senkrecht geschnittene Platte steht hierauf senkrecht und schneidet P unter etwa 96°. Daraus berechnete Ussing die Lage der drei optischen Hauptschnitte gegen P und M, und fand sie nahezu übereinstimmend mit seinen Beobachtungen am nicht verzwillingten Mikroklin von Gasern.

| | | | |
|---|---|---|---|
| Mursinsk | bc : (001) = 84° | ac : (001) = 10° 26' | ab : (001) = 81° 30' |
| | bc : (010) = 106° 22' | ac : (010) = 96° 30' | ab : (010) = 17° 41' |
| Gasern | bc : (001) = 83° 31' | ac : (001) = 12° 8' | ab : (001) = 79° 48' |
| | bc : (010) = 106° 1' | ac : (010) = 97° 34' | ab : (010) = 17° 48' |

Aus Ussings Werten wurde unter Vernachlässigung der kleinen Schiefe von P : M das Diagramm Taf. XIII für die Auslöschungsschiefen des Mikroklins nach der Neigung der Richtung größter Elastizität (a') in der Schnittfläche gegen die Trace der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz graphisch berechnet und in eine stereographische Projektion auf den zur Vertikalaxe senkrechten, horizontalen Durchschnitt des Mikroklinprismas eingetragen. In dem Diagramme liegen die Meridiane und Parallelkreise je 10° voneinander ab. Die Zahlen beziehen sich auf die Flächen, deren Pole den Durchschnittspunkten der Meridiane und Parallelkreise entsprechen und sind gezählt von 0° bis 90° in positivem Sinne (rote Zahlen), wenn die Auslöschungsrichtungen im Sinne der Uhrzeigerbewegung von der Trace von M (Vertikaldurchmesser und Parallelkreise des Diagramms), in negativem Sinne (schwarze Zahlen), wenn sie entgegen dem Sinne der Uhrzeigerbewegung davon abweichen. Die dickere rote Kurve verbindet die Pole aller der Flächen, auf denen die Auslöschungsschiefe = 0° (ausgezogener Teil der roten Linie), oder = 90° (gestrichelter Teil der roten Linie). Die Genauigkeit einer solchen graphischen Berechnung darf man bis auf 1° gehend annehmen.

Für die Benutzung des Diagramms wolle man sich erinnern, daß die Meridiane in der Projektion Zonen darstellen, deren Axen in 10° Abstand sämtlich in der Fläche M (010) liegen. Die Trace von M steht in jedem Punkt eines Meridians senkrecht auf dem Meridian und entspricht der Tangente an dem Parallelkreise, der durch diesen Punkt geht. Der horizontale Durchmesser des Diagramms hat als Zonenaxe die auf der Vertikalaxe senkrechte Diagonale des stumpfen Prismenwinkels der Feldspate, während der vertikale Durchmesser des Diagramms zur Zonenaxe die Normale auf M und der Grundkreis der Projektion die vertikale Axe zur Zonenaxe hat. Auf dem vertikalen Durchmesser liegen danach die Pole aller zu M senkrechten Schnitte durch einen Feldspat und gerade diese Schnitte haben die größte Wichtigkeit für die Bestimmung der Feldspate. Man nennt diese Zone der auf M senkrechten Schnitte bei allen triklinen Feldspaten die symmetrische Zone, weil bei dem Vorhandensein der Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz die beiden Lamellensysteme die gleiche Auslöschungsschiefe aber mit umgekehrten Vorzeichen haben müssen. Wenn in Fig. 168 a (1) irgend einen Flächenpol mit der Auslöschungsschiefe a darstellt,

so wird durch das Albitgesetz (Zwillingsaxe die Normale zu M, d. h. der horizontale Durchmesser der Projektion), in symmetrischer Stellung mit Bezug auf die Trace von M ein Pol c (1') mit der Auslöschungsschiefe c des Zwillingskrystalls von der unteren Kugelhälfte gelangen und hier die Auslöschungsschiefe — c haben, weil durch die Drehung um 180° alle Pole der oberen Kugelhälfte auf die untere, alle Pole auf der unteren Kugelhälfte auf die obere an den diametral gegenüberliegenden Punkt gelangen. Liegt der Pol a in der symmetrischen Zone also auf dem vertikalen Durchmesser der Fig. 168, so muß auch c darin liegen und es wird a = c = b.

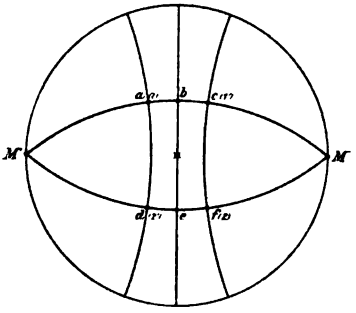


Fig. 168.

Träte zur Albitlamelle 1 mit dem Pol und der Auslöschung a ein Krystall in Zwillingsstellung nach dem Karsbader Gesetz (Drehungsaxe die Vertikale), also das Lot im Mittelpunkt der Figur, so hätte dieser Krystall seinen Pol in f (2) symmetrisch zu a mit Beziehung auf den Mittelpunkt der Figur und seine Auslöschung wäre f. Eine Zwillingslamelle nach dem Albitgesetz in dem Karlsbader Individuum 2 hätte ihren Pol in (2') und die Auslöschungsschiefe d mit verändertem Vorzeichen, also — d. Wenn der Pol 1 in der symmetrischen Zone liegt, dann muß ebenso wie a = c = b wurde, auch d = f = e werden. Die Pole a c d f heißen nach dem Vorgange von A. Michel-Lévy konjungierte Pole. Sie finden eine weite Anwendung in der Bestimmung aller triklinen Feldspate, sobald in denselben das Albit- und das Karlsbadergesetz verbunden miteinander auftreten.

Der wirkliche Winkel der optischen Axen deren Lage auf Taf. XIII mit A und B bezeichnet ist, um die spitze Bisektrix schwankt nach den Messungen von Des Cloizeaux (1) und Fouqué (6), sowie nach den Berechnungen aus den Hauptbrechungsexponenten zwischen etwa 71° und 84°, ist also durchschnittlich etwas größer als bei Orthoklas, die Axendispersion ist $\varrho > v$, wie bei Orthoklas mit normalsymmetrischer Axenlage, und die Dispersion bei dem Amazonenstein von Mursinsk um die spitze Bisektrix a horizontal, um die stumpfe gekreuzt, wie bei Orthoklas.

Dem Mikroklin fehlt, wie allen Feldspaten, ein erkennbarer Pleochroismus im Dünnschliff selbst bei intensiver Färbung, doch beobachtete F. Rinne (23) an dickeren Platten von Amazonenstein a sehr licht grünlich, b meergrün, c farblos.

Der Mikroklin wurde von Des Cloizeaux als ein triklines Mineral erkannt und von dem monoklinen Orthoklas durch seine Auslöschungsschiefe auf der basischen Spaltfläche, welche im Sinne von Max Schuster (siehe Plagioklasreihe S. 345 und Fig. 175) und im Sinne des Diagramms

positiv ist und im Maximum den Wert von etwa 17° erreicht, während auf der Spaltfläche nach M die Auslöschung, wie beim Orthoklas, etwa 4°.5—7° mißt.

Reakt.: Wie bei Orthoklas.

Diagn.: Als Alkalifeldspat wird der Mikroklin von allen anderen farblosen Mineralien unterschieden durch seine Spaltung, seine niedrige Licht- und Doppelbrechung. In allen Lagen ist seine Lichtbrechung geringer als die der Kalknatronfeldspate und des Nephelins, die ihn oft begleiten. Eine Verwechslung ist nur möglich mit Orthoklas und Anorthoklas. Gegenüber dem Orthoklas, mit dem er alle anderen physikalischen und chemischen Eigenschaften teilt, kennzeichnet ihn sein optisches Verhalten, insbesondere in Blättchen nach P und M; vom Anorthoklas unterscheidet ihn ebenso die optische Orientierung auf P und M und sein großer Axenwinkel.

1. Fläche P. — Die große Auslöschungsschiefe des Mikroklins auf basalen Spaltflächen, $+15°$ bis $+17°$, ist das sicherste Unterscheidungsmittel gegenüber Orthoklas (0°) und Anorthoklas (0° bis $+5°$ etwa). Stellt die linke Hälfte der Fig. 169 ein randlich von M (010) und k (100) begrenztes Spaltblättchen von Mikroklin nach der Basis in richtiger krystallographischer Stellung, also mit dem spitzen Winkel P : M links oben dar, so würde dasselbe zwischen gekreuzten Nicols dunkel werden, wenn man dasselbe um 15° 30′ aus der angegebenen Lage entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht hätte, so daß die gestrichelten, mit a und c bezeichneten Richtungen mit den hinten vorn und links rechts gerichteten Nicolhauptschnitten zusammenfielen. — Ein nach dem Albitgesetz mit dem ersten Individuum verzwillingtes Spaltblättchen hätte die Lage der rechten Hälfte von Fig. 169 und würde zwischen den gekreuzten Nicols dunkel erscheinen, wenn man dasselbe in seiner Ebene um 15° 30′ im Uhrzeigersinn gedreht hätte, wobei diese Winkel gemessen würden gegen die Trace von M, wie die Figur zeigt, oder was dasselbe wäre, gegen die Zwillingsgrenze der beiden verbundenen Blättchen. Da nun die meisten Mikroklinkrystalle aus sehr vielen und sehr schmalen Lamellen nach dem Albitgesetz sich aufbauen, so zeigt ein Schnitt nach der Basis in allen Stellungen eine große Anzahl von hellen verschiedenfarbigen Streifen, wobei die je alternierenden Streifen bei gleicher Dicke gleiche Farbe haben. Je eines dieser Streifensysteme erscheint dunkel, sobald es mit einem Nicolhauptschnitt den Winkel von 15° 30′ einschließt. — In der Mehrzahl der Fälle werden diese Streifensysteme von anderen Streifen geschnitten. Sie gehören den Lamellen nach dem Periklingesetz (Zwillingsaxe die Makrodiagonale) an. Diese Lamellen grenzen sich in einem Schnitt nach der Basis durch Linien voneinander ab, welche parallel der Kante P : x laufen (Fig. 170) und also innerhalb der Fehlergrenze senkrecht auf M und auf den

Fig. 169.

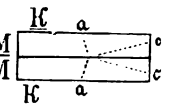


Fig. 170.

Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz stehen.[1]) Es fallen also in den Lamellensystemen nach beiden Gesetzen die Auslöschungsrichtungen zusammen. Solche Schnitte zeigen danach zwischen gekreuzten Nicols ein rechtwinkliges farbiges Gitter (Bd. I. 2, Taf. XI, Fig. 2), von welchem immer zwei zueinander senkrechte Gitterlinien gleichzeitig bei einer Schiefe von 15°—17° dunkel werden. An dieser zierlichen Erscheinung unterscheidet man den Mikroklin sofort von jedem anderen Feldspat. Dieselbe wurde bereits von C. G. Kreischer (7) und Alfr. Stelzner (8) wahrgenommen, ohne daß sie daraus den triklinen Charakter des Mikroklins abgeleitet hätten.

Die beiden Lamellensysteme erreichen sehr oft so mikroskopische Dimensionen, daß es selbst bei den stärksten Vergrößerungen nicht mehr gelingt, die Auslöschung der einzelnen Lamellen mit Sicherheit zu bestimmen. Das Auge erhält dann eben nur den allgemeinen Eindruck dieses rechtwinkligen Kreuzgitters. Selten erreichen die einzelnen Lamellen die Breite wie in den gewöhnlichen Kalknatronfeldspaten; sehr selten auch fehlt das eine Lamellensystem (nach dem Periklingesetz), oder gar beide. So beobachtete schon Kloos (9) und mit ihm übereinstimmend W. C. Brögger (10), daß die Gitterstruktur den Mikroklinen und Mikroklinperthiten in den Pegmatiten der südnorwegischen Augitsyenite fehle. Letzterer macht darauf aufmerksam, daß besonders die aufgewachsenen Mikrokline gern frei von allen Zwillingslamellierungen seien, eine Erfahrung, die sich auch sonst bestätigt, die aber in keiner Weise verallgemeinert werden kann. Immer bleibt auch in diesen Fällen die charakteristische Auslöschungsschiefe auf P (+15° bis +17°) das Mittel zur Unterscheidung von den anderen Feldspaten.

Bringt man einen solchen Schnitt nach P zwischen gekreuzte Nicols, so bemerkt man in den weitaus meisten Fällen kleinere und größere meist unregelmäßig begrenzte Flecke, welche dunkel sind, wenn die Zwillingsgrenzen mit einem Nicolhauptschnitt parallel laufen. Diese Flecken haben also gerade Auslöschung, und man nimmt gewöhnlich an, sie seien Orthoklas. — Nun wird man aber oft beobachten können, daß bei vollständig deutlicher Gitterstruktur wohl das eine System von Kreuzlamellen unter 15°—17° Schiefe nach der einen Seite gegen die Trace von M auslösche, während bei einer Drehung um den gleichen Winkel nach der anderen Seite von dieser Trace keine Stelle im Schliffe dunkel wird. Es hat gewissermaßen den Anschein, als ob das eine Kreuzlamellensystem aus Mikroklin mit dem anderen aus Orthoklas in Zwillingsverwachsung wäre, was ja natürlich nicht möglich ist. — Ebenso wird man bei sehr feiner Gitterstruktur am Mikroklin oft in einem und demselben Präparat die Auslöschungschiefe der Lamellen gegen die Trace an verschiedenen Stellen verschieden groß finden. Man kann alle Werte zwischen den genannten Schiefen und 0° antreffen. Man wird hierdurch zu der Vermutung gedrängt, diese Erscheinungen seien die Folge einer höchst innigen zwillingsartigen Durchdringung von zuletzt nicht mehr erkennbaren Mikroklineinzelindividuen. — Will man die parallel zur Spaltbarkeit nach M auslöschenden Teile eines Mikroklinbasalschnittes Orthoklas nennen, so ist zu konstatieren, daß alle denkbaren Verhältnisse der Durchwachsung von Orthoklas 0%—100% und Mikroklin 100%—0% vorkommen.

Verhältnismäßig recht selten haben die beiden rechtwinkligen Lamellensysteme in einem Basalschnitt aus Mikroklin gleiche Länge; die parallel der Brachyaxe gestreckten Lamellen (nach dem Albitgesetz) sind vielmehr im allgemeinen weit deutlicher und länger als die nach der Makroaxe gerichteten. Die letzteren sind ganz kurz und er-

[1]) Die Verwachsungsebene der Periklinlamellen ist nach Des Cloizeaux nicht die Basis, sondern liegt im positiven Sinne des rhombischen Schnittes der Plagioklase um 9° weniger steil gegen die Vertikale geneigt, als die Basis, geht also durch den stumpfen Winkel $\beta$.

scheinen oft nur als eine Art Unterbrechung der ersteren; auch ist ihre Auslöschung oft unpräzis und man kann nicht selten deutlich wahrnehmen, daß sie nur die knotenartige Verbindung zwischen einer oben links und unten rechts von ihnen liegenden Lamelle nach dem Albitgesetz und einer zweiten solchen sind, die von ihnen oben rechts und unten links liegt (Fig. 171). Auch zeigt sich recht oft eine unverkennbare

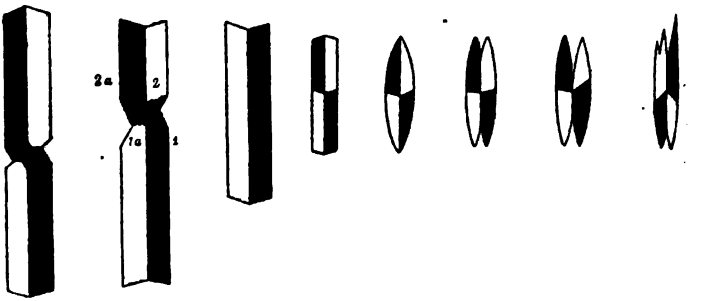



Fig. 171.

spindelförmige Begrenzung eines solchen Lamellenkomplexes, oder eine Gabelung der Lamellen (Fig. 171). Durch diese Wahrnehmung veranlaßt, deutete P. Sabersky (11) für viele Vorkommnisse die Einzelindividuen der Mikrokline als spindelförmige Durchkreuzungszwillinge nach Art der bekannten, von G. Rose beschriebenen Albitzwillinge vom Roc tourné und Col du Bonhomme in Savoyen. Die Längsaxe der Spindeln läge parallel zu der Kante y : M, wie er durch die Beobachtung der Formen und des optischen Verhaltens dieser Einzelkörperchen in den Schnitten von verschiedener Neigung gegen die Vertikalaxe in den Zonen 001 : 010 und 001 : 100 dartat. Die Einzelheiten sind in der zitierten interessanten Arbeit selbst nachzulesen.

2. Fläche M. Auf Spaltblättchen und Dünnschliffen nach M (010) liegt die Auslöschung nach der größten Elastizitätsrichtung im Schnitt um $+5^{\circ}$ bis $+7^{\circ}$, gewöhnlich um $+5^{\circ}$ gegen die Trace von P (001) geneigt; ganz wie bei Orthoklas. Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist nicht sichtbar, weil M die Zwillingsebene ist, die nach dem Periklingesetz ebenfalls nicht, weil die Auslöschungsrichtung in dem zweiten Individuum durch die Drehung von $180^{\circ}$ um die Axe b mit der im ersten Individuum zusammenfällt. Ein solches Präparat verhält sich genau wie ein Präparat der gleichen Lage bei Orthoklas im parallelen polarisierten Licht. Die Unterscheidung wird gegeben durch die Beobachtung im konvergenten polarisierten Lichte. Hier tritt bei Orthoklas die positive Bisektrix senkrecht auf M aus, bei Mikroklin unter etwa 57°.5 Neigung. Man sieht am Rande des Gesichtsfeldes bei Beobachtung in Luft wohl einen Teil des Ringsystems um die Axe B und der Lemniskaten, aber nicht mehr die Axe selbst.

3. Die symmetrische Zone. Die Schnitte dieser Zone sind erkennbar an der numerisch gleichen, aber entgegengesetzt gerichteten Auslöschungsschiefe der Zwillingslamellen, an der gleichen Helligkeit und also an dem Unsichtbarwerden der Zwillingslamellen, wenn man die Trace von M (Grenze der Albitzwillingslamellen) in die $45^{\circ}$-Stellung gegen die gekreuzten Nicolhauptschnitte bringt, und an der absolut scharfen Grenze der rechtwinklig durchschnittenen Albitlamellen, derzu-

folge kein Übergreifen derselben übereinander stattfinden kann. Die Auslöschungsschiefen in dieser Zone, auf dem vertikalen Durchmesser des Diagramms abgelesen, gibt Fig. 172. Sie wechseln von 0° auf dem Schnitt $\lambda = +78°$ bis $-5°$ bei $\lambda = +90°$ und bis $+19°$ bei $\lambda = +50°$. Auf dem Schnitt senkrecht zu P und M bei $\lambda = +66°$ ist sie 11°.5. Die Schiefen für ein in Karlsbader Zwillingsstellung befindliches Individuum gibt die gestrichelte Linie in Fig. 172.

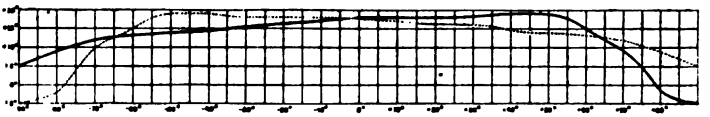


Fig. 172.

4. Die Auslöschungsschiefe auf den Schnitten senkrecht zu den Elastizitätsaxen sind nach dem Diagramm (Taf. XIII) für a +8°.5, für b +16°.5, für c +60°.

5. Die Kurven der gleichen Helligkeit der Zwillingslamellen hat A. Michel-Lévy (l. c. pag. 104) berechnet. Sie konvergieren alle nach den Polen von M und nach dem Punkt $\lambda = +80°$ auf der Trace von M (vertikaler Durchmesser des Diagramms). Das bedingt, daß die gleiche Helligkeit der Zwillingslamellen immer angenähert in den Diagonalen des rechtwinkligen Zwillingsnetzes eintritt.

Daß Orthoklas und Mikroklin nicht dimorph, sondern ident seien, haben E. Mallard (12) und A. Michel-Lévy (13) zu beweisen gesucht, indem sie dartaten, daß man das optische Verhalten des Orthoklases als eine notwendige Folge innigster und nicht mehr erkennbarer, submikroskopischer Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz auffassen könne. Diese Ansicht hat eine starke Stütze in der Tatsache, daß bei diesen Mineralien die Kohäsionsverhältnisse und das sp. G. übereinstimmen, während bei wirklich heteromorphen Substanzen diese Eigenschaften verschieden zu sein pflegen.

Vork. Der im vorhergehenden beschriebene Mikroklintypus hat seine Heimat in den Pegmatiten der Kalkalkaligranite und Gneiße, sowie in diesen Gesteinsklassen selbst und ihrem aplitischen Ganggefolge, in denen er meistens zusammen mit Orthoklas, seltener ohne diesen auftritt. Weit spärlicher begegnet man ihm in den Kalkalkalisyeniten und Dioriten, zumal in den quarzreicheren Typen dieser. Den effusiven Äquivalenten der genannten Gesteine, den Quarzporphyren und Lipariten, den quarzfreien Porphyren und Trachyten, Quarzporphyriten und Daciten scheint er im normalen Zustande zu fehlen. Ausführliche Beschreibungen solcher Vorkommnisse findet man außer in der grundlegenden Arbeit von A. Des Cloizeaux (1), bei E. Cohen (14) für Odenwälder, bei Beutell (15) für schlesische, bei Klockmann (16) für riesengebirgische, bei Kloos (17) und vielen anderen Autoren für verschiedene Fundorte, bei Boris Popoff (18) für den Mikroklin der südrussischen Rapakiwigesteine.

Etwas abweichend ist der Aufbau der Mikrokline in den Alkaligesteinen, den Alkaligraniten, Alkalisyeniten und Eläolithsyeniten. Hier fehlt die Zwillingslamellierung nach dem Periklingesetz sehr oft; selbst ganz einfache Individuen, denen auch die Zwillingslamellen nach Albit fehlen, sind keineswegs selten, bilden vielmehr in manchen Gesteinen die Regel. Wo die Gitterstruktur erscheint, ist sie gewöhnlich außerordent-

lich fein, die Lamellen sehr kurz, mehr spindelförmig und statt der geradlinigen Berührung findet oft eine verzahnte Verwachsung statt. Oft erkennt man, wie schon Des Cloizeaux (1) beobachtete und N. V. Ussing (19) an grönländischen Vorkommnissen genau beschrieb, daß ein Mikroklinkrystall eigentlich nicht aus zahllos vielen, sondern nur aus zwei Individuen besteht, die sich gegenseitig auf das Innigste durchdringen. Die beiden Individuen liegen symmetrisch zur Längsfläche M unter etwa 25° bis 30° gegen diese auf beiden Seiten geneigt, so daß sie eine V-förmige Figur bilden. Dabei tritt eines dieser Individuen oft stark zurück. Wird die Auslöschungsschiefe in einem dieser Individuen nicht gegen die gemeinschaftliche M-Fläche, sondern gegen die eigene Längsrichtung gemessen in richtiger krystallographischer Stellung, so ist sie danach $+42°$ bis $+47°$ das heißt = der Auslöschungsschiefe nach M, die bis auf 17° hier steigt, plus der Neigung des ganzen Individuums zu M, also $+17° + (25°$ bis $30°)$. — Die normale Gitterstruktur findet sich bei den foyaitischen Tiefen- und Ganggesteinen recht selten und steht dann z. T. deutlich in Beziehung zu Druckphänomenen, wie z. B. in den sodalithreichen Foyaiten von Ditró in Siebenbürgen.

Daß die Mikroklinstruktur eine ursprüngliche ist, wird durch ihr Auftreten bei aufgewachsenen Krystallen und ihre weite Verbreitung in Gesteinen, die keine Spur von Druckphänomenen zeigen, außer Zweifel gestellt. Aber ebenso ist es nicht wohl zu bezweifeln, daß sie bei Orthoklasen durch den Gebirgsdruck hervorgerufen werden kann. Ganz besonders deutlich läßt sich das an Gesteinen dartun, die im ursprünglichen Zustande keinen Mikroklin, sondern nur Orthoklas führen; wie die Quarzporphyre und Quarzkeratophyre. Bd. I. 2, Taf. XI, Fig. 4 gibt das Bild solcher sekundärer Mikroklinstruktur aus dem Dünnschliffe eines stark gepreßten Quarzporphyrs von Thal bei Eisenach nach K. Futterer (24). So erklärt sich die Häufigkeit des Mikroklins in den Porphyroiden so ziemlich aller Fundorte.

Der Mikroklin ist ebenso wie der Orthoklas gern mit Albitschnüren durchwachsen. Auf Schnitten nach der Basis zeigt sich der Albit dann in Form von schmaleren und breiteren Bändern und Flecken von unregelmäßiger Begrenzung, die aber doch einen unverkennbaren angenäherten Parallelismus mit der Kante P : k oder P : l und P : T zeigen (Bd. I. 2, Taf. XI, Fig. 2). Dieselben haben die Fläche M und die Prismenaxe mit dem Mikroklin gemein. — Auf Durchschnitten nach M bildet der Albit Bänder und Streifen, welche angenähert parallel der Vertikalaxe liegen (Bd. I. 2, Taf. XI, Fig. 3) und also mit der basischen Spaltbarkeit den Winkel $\beta = 64°$ einschließen. Seltener treffen sie die Basis unter etwa 71°—74° und folgen also der Murchisonitspaltung. Diese Albitzüge können ebenso wie bei Orthoklas eine außerordentliche Feinheit erreichen, ja sich der direkten Beobachtung, wie dort, mehr oder weniger vollständig entziehen. Wo sie reichlicher auftreten, wird man von Mikroklinperthit sprechen, nach Analogie des Orthoklasperthits, wird also auch wohl Mikroklinmikroperthit sagen müssen, wie Brögger. Die Albitschnüre heben sich schon im gewöhnlichen Lichte durch ihr höheres Brechungsvermögen (Bd. I. 1, Taf. XVI) und im polarisierten Lichte durch ihre stärkere Doppelbrechung, also höhere Interferenzfarben ab. — Selten bildet der Albit dünne Linsen, welche angenähert parallel der Basis im Mikroklin liegen. — Das relative Mengenverhältnis von Mikroklin und Albit im Mikroklinperthit und Mikroklinmikroperthit ist ein wechselndes. In den Gneißen und Kalkalkalitiefengesteinen pflegt der Orthoklas bedeutend vorzuherrschen. Es besteht nach E. Philippi (20) ein Mikroklinperthit von Unterafferbach im Spessart aus $Or_{84}Ab_{16}$; in den grönländischen Alkaligesteinen (Eläolithsyenit von Serrarsuit ist das Verhältnis nach Ussing (19) $Or_{72}Ab_{28}$, nach W. C. Brögger (10) in Südnorwegen $Or_{40}Ab_{60}$ und ebenso überwiegt in gewissen grönländischen Eläolithsyeniten der Albit den Orthoklas in den Mikroklinmikroperthiten. Soweit die bis jetzt vorliegenden Tatsachen einen Schluß gestatten, scheint es, daß mit zunehmendem Albitgehalt die Struktur mehr und mehr kryptoperthitisch wird, so daß ein chemischer Übergang von Mikroklinmikroperthit in Anorthoklas ebenso vorhanden ist, wie ein mikroskopischer. Bei einem solchen albitreichen Mikroklinmikroperthit aus Alkalisyenit von Narsasik beobachtete Ussing eine Art Netzstruktur, wobei der Albit, wie oben vom Mikroklin mitgeteilt, zwei sich durchdringende Individuen bildet, die

auch hier symmetrisch gegen die Fläche M liegen, gegen die sie aber beiderseits um 45° bis 50° geneigt sind. Die Übergänge von Mikroklinmikroperthit in Mikroklinkryptoperthit sind so allmählich, daß man ein und dasselbe Blättchen, je nachdem es dicker oder dünner ist und man es bei schwacher oder starker Vergrößerung betrachtet, als kryptoperthitisch, bzw. als mikroperthitisch bezeichnen würde. Bei solch inniger Durchdringung lassen sich die Auslöschungsschiefen im Mikroklin und im Albit nicht mehr gesondert bestimmen, sondern man beobachtet nur eine Gesamtverdunklung zwischen gekreuzten Nicols, wodurch man dann auf der Basis Werte für die Auslöschung bekommt, die zwischen $+15°$ bis $+17°$ und $+4°$, oder zwischen $+15°$ bis $+17°$ und $0°$ liegen und für Mikroklin, Orthoklas und Albit nicht mehr bestimmend sind. Auf der Längsfläche findet man dann Werte, die zwischen $+20°$ (Albit) und $+5°$ bis $+7°$ (Orthoklas und Mikroklin) liegen und deren Betrag abhängig ist von dem Mengenverhältnis von Orthoklas oder Mikroklin und Albit. Die höchst interessanten Einzelheiten dieser innigen Verwachsungen wolle man in den zitierten Arbeiten von Brögger, S. 533 ff. und Ussing, S. 44 ff. nachlesen, wo sie durch bildliche Darstellungen erläutert sind. — Auf eine Abhängkeit der charakteristischen Mikroklinstruktur von den albitischen Einlagerungen machen fast alle Autoren aufmerksam, die sich mit Mikroklinmikroperthit beschäftigt haben. In der unmittelbaren Umgebung der Albitbänder pflegt die Gitterstruktur des Mikroklins deutlicher zu sein; sie schwindet mit der Entfernung von denselben, ja Boris Popoff beschreibt, wie im Mikroklinmikroperthit der südrussischen Rapakiwigesteine (Gouv. Kiew und Wolhynien) bei dem Mikroklin die Lamellen nach dem Periklingesetz vorherrschen, wenn die Albitbänder auf P ungefähr im Sinne der Kante 001 : 100 laufen, aber mit der Entfernung von den Albitbändern zurücktreten gegen die zunehmenden Lamellen nach dem Albitgesetz. Streichen dagegen die Albitbänder im Sinne einer Prismenfläche über die Basis, so sind beiderlei Lamellen im Mikroklin gleichmäßig entwickelt. — Die Verwachsungsfläche von Mikroklin und Albit ist in den Alkaligesteinen fast stets $86\bar{1}$ und $86\bar{1}$, aber auch (010) und wohl auch andere Flächen.

Die perthitische Verwachsung von Mikroklin und Albit ist nicht immer eine ursprüngliche. Es läßt sich in vielen Fällen sicher erkennen, daß sie ein sekundäres Phänomen ist, wahrscheinlich bedingt durch den Zerfall eines Kalinatronfeldspates in Kalifeldspat und Natronfeldspat. Dieser Zerfall dürfte in vielen Fällen mit orogenetischen Vorgängen verknüpft gewesen sein, wie schon Joh. Lehmann in seinem Werke über die altkrystallinen Schiefergesteine p. 217 aussprach. In anderen Fällen wird man den Vorgang als einen solchen normaler chemischer Aktion ansehen dürfen, wie A. Lacroix (21) wohl in zu großer Verallgemeinerung annimmt, und wie Brögger es für gewisse schillernde Feldspate der Gegend von Frederiksvärn nachwies.

Auch perthitische Verwachsungen von Mikroklin mit Anorthoklas (Kryptoperthit Bröggers) kommen vor. Sie folgen denselben Gesetzen, wie die Verwachsungen mit Albit. Am sichersten erkennt man sie auf Schnitten nach M, auf denen der Mikroklin mit $+5°$ bis $+6°$, der Albit mit $+18°$ bis $+20°$, der Anorthoklas mit $+9°$ bis $+12°$ Schiefe gegen die Kante P : M auslöscht.

Der Mikroklin umschließt gern die mit ihm assoziierten älteren Gesteinsgemengteile, teils in regelloser, teils in mehr oder weniger gesetzmäßiger Anordnung. So fand Ussing die Ägirin- und Arfvedsonitnadeln im grönländischen Mikroklinmikroperthit wesentlich in der Fläche M liegend und mit ihrer Längsrichtung vorherrschend parallel den Kanten M : l und M : P, zum kleineren Teil auch parallel den Kanten $30\bar{2}$ : 010 und $40\bar{1}$ : 010, seltener nach der Kante 102 : 010 gerichtet oder willkürlich gelagert.

Die Umwandlung ist bei dem Mikroklin genau dieselbe, wie bei Orthoklas. — Eine sehr merkwürdige Umwandlung des Quarzes in Mikroklin beschreibt Törnebohm (22) aus einem eigentümlichen Sandstein der Umgebung des Sees Dagstorp, Sektion Trolleholm, in Schweden. Derselbe besteht vorwiegend aus eckigen Fragmenten von Quarz, Feldspat und Grünstein, neben denen Hornblende, Augit, Epidot, Zirkon, Apatit, Glimmer, Turmalin, Granat, Fluorit, Magnetit und Rutil vorkommen. Jedes Quarzkorn ist von einer zackig mit demselben verwobenen Zone umgeben, welche

Aggregatpolarisation zeigt. Törnebohm sieht sich zu der Annahme genötigt, daß diese Zone aus Feldspat und zwar wahrscheinlich aus Mikroklin bestehe, der eine Art Verdrängungspseudomorphose nach Quarz bildet. — Die künstliche Darstellung ist noch nicht gelungen.

Literatur. (1) Ann. Chim. Phys. 9. 1876 und C. R. 82. 1876. 885. — (2) Bull. Soc. min. Fr. 17. 1894. 75. — (3) Rend. Istituto lombardo di. Sc. e lett. 17. Jan. 1901 und Z. X. 35. 361. — (4) Z. X. 18. 192. — (5) Etude sur la détermination des Feldspats dans les plaques minces au point de vue de la classification des roches. 1. fasc. Paris 1894. 2 fasc. Paris 1896. 3 fasc. Paris 1904. — (6) Bull. Soc. min. Fr. 17. 1894. 427. — (7) N. J. 1869. 208. — (8) Berg- und Hüttenm. Zeitung 19. No. 18. 150. — (9) N. J. 1884. II. 125. — (10) Z. X. 16. 1890. 561. — (11) N. J. B. B. 7. 1891. 359. — (12) Explication des phénomènes optiques anomaux que présentent un grand nombre de substances cristallisées. Paris 1877 und Ann. Min. 10. 1876. 60. — (13) Bull. Soc. min. Fr. 2. 1879. 135. — (14) Geognostische Beschreibung der Gegend von Heidelberg. Heidelberg 1879. 127. — (15) Z. X. 8. 1883. 351. — (16) Z. D. G. G. 34. 1882. 373. — (17) N. J. 1884. II. 87. — (18) Travaux de la Soc. des Naturalistes de St. Pétersbourg. 31. libr. 5. 1903. — (19) Meddelelser om Grönland 14. 1894. Kjöbenhavn. — (20) Ber. Senckenberg. naturf. Ges. in Frankfurt a. M. 1896. 125. — (21) Bull. Soc. min. Fr. 9. 1886. 131. — (22) G. F. i Stockholm Förhdl. 6. 1883. 200. — (23) N. J. Centralblatt 1903. 450. — (24) Mitteil. Großh.-Bad. geol. Landesanstalt 2. 1891. 1.

## Die triklinen Kalinatronfeldspate oder Anorthoklase.

Chem.: Isomorphe Mischungen von vorherrschendem Natronfeldspat mit Kalifeldspat und kleinen Mengen von Kalkfeldspat, die bis auf nicht bestimmbare Mengen von $CaAl_2Si_2O_8$ zurücktreten können (Porto Scuso, Sardinien). Die obere Grenze des Kalkgehaltes in den Analysen liegt bei etwa 3 % (Kibo).[1]) Das Verhältnis von Kalifeldspat zu Natronfeldspat bewegt sich innerhalb der Grenzen von $Or_2Ab_3$ bis $Or_1Ab_6$ etwa. Die allgemeine Formel ist demnach $Or_mAb_nAn_0$, worin $Or = KAlSi_3O_8$, $Ab = NaAlSi_3O_8$ und $An = CaAl_2Si_2O_8$.

$a : b : c = 0.64 : 1 : 0.56$, $\alpha = 91°$, $\beta = 116°.5$. $\gamma = 90°$ etwa.[2])

Morph.: $P = oP$ (001), $M = \infty P\bar{\infty}$ (010) meistens klein, auch z. T. fehlend, $l = \infty P'$ (110), $T = \infty'P$ ($1\bar{1}0$), $y = 2'P'\bar{\infty}$ ($\bar{2}01$), sehr selten $x = 'P'\bar{\infty}$ ($\bar{1}01$), $n = 2'P'\bar{\infty}$ ($0\bar{2}1$) u. a. Formen. Habitus säulenförmig nach der Kante l : T, wie bei vielen alpinen Adularen, oder säulenförmig nach der Kante P : M oder tafelförmig nach M. — In manchen Gesteinen erscheint der Anorthoklas in der Gestalt der Rhombenfeldspate

---

[1]) Der höhere, über 5 % hinausgehende, CaO-Gehalt der südnorwegischen Anorthoklase ist wegen des gleichzeitig vorhandenen Gehaltes an MgO und $Fe_2O_3$ verdächtig. Jedenfalls gehört er z. T. den mikroskopischen Einschlüssen von Pyroxen in diesen Mineralien an.

[2]) Genaue Messungen liegen vor von H. Förstner (1) an Anorthoklasen von Pantelleria. Darin schwankt a von 0.6329–0.6483, c von 0.5502–0.5612, $\alpha$ von 90° 33′ bis 92° 3′, $\beta$ von 115° 32′–116° 56′, $\gamma$ von 89° 50′–90° 13′. — Am Anorthoklas von Quatro Ribeiras fand Fouqué (2) $a : b : c = 0.636 : 1 : 0.556$, $\alpha = 90° 6'$, $\beta = 116° 28'$, $\gamma = 90° 17'$.

der südnorwegischen Rhombenporphyre (Fig. 173) mit T, l und y als einzigen Begrenzungselementen. — Zwillinge nach dem Karlsbader, Bavenoer und besonders gern auch nach dem Manebacher Gesetz. Wenn

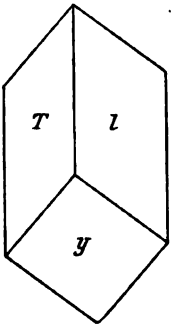


Fig. 173.

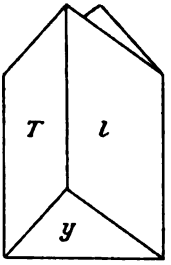


Fig. 174.

bei den Rhombenfeldspaten das Karlsbader Gesetz auftritt, so pflegt als Verwachsungsebene die Querfläche zu fungieren (Fig. 174). Die charakteristische Kombination der Albit- und Periklinzwillingsbildung wird oft deutlich durch Riefung der Fläche P parallel der Kante gegen M und ebenso durch eine Riefung der Fläche M, die im auffallenden Gegensatz zu Albit und Mikroklin mit einer um $3^1/_2{}^\circ$ bis $6^\circ$, selten $8^\circ$, steileren Neigung als die Kante gegen P verläuft, oft auch sehr versteckt ist und nur mikroskopisch in Schnitten wahrnehmbar wird, die senkrecht oder doch sehr steil gegen P und dabei senkrecht gegen M liegen. In allen Fällen sind die Albitlamellen äußerst dünn, oft von kaum meßbarer Dicke. Vereinzelt kommt neben dem Lamellenbau nach Albit- und Periklingesetz auch eine Lamellierung vor nach dem Gesetz: Zwillingsaxe die Normale zu y.

$P : M = 87^\circ\ 48' — 89^\circ\ 31'$ $\quad P : l = 66^\circ\ 10' — 67^\circ\ 15'$
$M : T = 60^\circ\ 19' — 61^\circ\ 6'$ $\quad M : n = 45^\circ\ 41' — 46^\circ\ 6'$
$M : l = 59^\circ\ 13' — 59^\circ\ 35'$.

Koh.: Spaltung nach P, M, T und l wie bei Mikroklin. Bruch uneben. — H. = 6. — Sp. G. = 2.56—2.61.

Opt.: Glasglanz, auf P oft perlmutterartig. — Farblos, grau bis bräunlich infolge von Einschlüssen von Magnetit und Gesteinsglas, im durchfallenden Lichte farblos. — Lichtbrechung und negative Doppelbrechung schwach. Die spitze Bisektrix (a) ungefähr senkrecht auf y, die stumpfe positive Bisektrix wenig schief auf M. — Der Winkel der optischen Axen klein, schwankend zwischen $2V = 32^\circ$ (Vidalenc, Mont-Dore) und $2V = 53^\circ.5$ (Rakhalé, Pantelleria). Axendispersion $\varrho > v$. Bisektricendispersion vorwiegend horizontal. — Für die Auslöschungsschiefen auf P ($A_p$), M ($A_m$) und einem Schnitt senkrecht zur spitzen Bisektrix ($A_a$), sowie für die Brechungsexponenten hat man:

| | Ap | Am | Aa | $\alpha_{na}$ | $\beta_{na}$ | $\gamma_{na}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Zichidi, Pantelleria | +3° | +7°.4 | 5°.2 | | 1.5262 | | Förstner (1) |
| Khania, „ | 4°.6 | 6°.5 | 6°.8 | | 1.5317 | | „ |
| Khagiar „ | 4°.3 | 6°.9 | 4°.2 | | 1.5310 | | „ |
| Rakhalé „ | 3°.8 | 8°.7 | 6°.4 | | 1.5490 | | „ |
| Sidori „ | 3°.1 | 8°.7 | 4°.8 | | 1.5040 | | „ |
| Cuddia Mida „ | 2°.1 | 9°.8 | 4° | | 1.5113 | | „ |
| S. Marco „ | 3°.5 | 9°.5 | 7°.5 | | 1.5281 | | „ |
| Quatro Ribeiras, Terceira[1]) | 1°—2° | 9°—9°.5 | 8°.1 | 1.5234 | 1.5294 | 1.5305 | F. Fouqué (2) |
| Castello Branco, Fayal[2]) | 1° | 9° | 10° | 1.5224 | 1.5281 | 1.5289 | „ |
| Caldeira grande, Terceira[3]) | 1° | 9° | 8°—9° | 1.5250 | 1.5306 | 1.5314 | „ |
| Vidalenc, Mont Dore[4]) | 1°—2° | 10° | 9°.5 | 1.5215 | 1.5266 | 1.5272 | „ |
| Punta Alara, Vivara | 1°—2° | 8°—9° | | 1.521(8) | 1.528(0) | 1.528(8) | C. Riva (3) |
| „ | | | | 1.521(8) | 1.526(0) | 1.526(8) | „ |
| Porto Scuso, Sardinien | 1° | 9° | 9° | 1.5224 | 1.5280 | 1.5290 | „ |
| „ | | | | 1.5239 | 1.5291 | 1.5303 | „ |
| Mittelwerte: | | | | 1.523 | 1.528 | 1.529 | „ |

$\gamma - \alpha = 0.006$ $\gamma - \beta = 0.001$ $\beta - \alpha = 0.005$

Die Werte von Förstner sind durch Messung von $2H_o$ und $2H_a$, die von Riva durch Totalreflexion, die von Fouqué an Prismen gefunden. Die Auslöschungsschiefen des Anorthoklases von Porto Scuso auf der Insel Maddalena bei Sardinien hat Fouqué bestimmt. Für die Axendispersionen gibt H. Förstner (1)

| | | | |
|---|---|---|---|
| Zichidi | $2V_{li} = 52° 58'$ | $2V_{na} = 51° 54'$ | $2V_{tl} = 50° 46'$ |
| Khania | 49° 24' | 48° 22' | 47° 6' |
| Khagiar | 44° 4' | 43° 28' | 42° 44' |
| Rakhalé | 54° 24' | 53° 32' | 52° 22' |
| Sidori | 48° 30' | 47° 22' | 46° 38' |
| Cuddia Mide | 49° 16' | 48° 4' | 46° 17' |
| „ | 48° 49' | 48° 5' | 47° 37' |
| S. Marco | 48° 44' | 47° 12' | 46° 28' |

Die Ca-armen Anorthoklase der Laven von Pantelleria zeigen nach H. Förstner (5) große Veränderungen ihres optischen Verhaltens bei Erwärmung. Bei Temperaturen zwischen 86° und 264° nehmen sie monoklinen Charakter an, kehren aber bei Abkühlung zu triklinem Verhalten zurück. Die Ca-reicheren Anorthoklase lassen sich durch Erhitzung nicht in einen optisch monoklinen Zustand überführen. Dagegen zeigen alle Anorthoklase bei hinreichender Erhitzung vorübergehende oder auch dauernde Veränderungen in ihrem Lamellenbau und geringe Veränderungen im Winkel der optischen Axen. Die sehr feinen Lamellen des ursprünglichen Zustandes sammeln sich zu breiteren. Auch die Auslöschungsschiefen ändern sich in gewissen Fällen.

Reakt.: Nur schwierig schmelzbar. Von Säuren nicht angegriffen.

Diagn.: Als Feldspate dokumentieren sich die Anorthoklase durch ihre Spaltbarkeit, ihre niedrige Licht- und Doppelbrechung. Von den

[1]) für rotes Licht $\alpha = 1.5213$ $\beta = 1.5274$ $\gamma = 1.5286$.
[2]) „ „ „ 1.5187 1.5251 1.5260.
[3]) „ „ „ 1.5230 1.5285 1.5293.
[4]) „ „ „ 1.5188 1.5241 1.5249.

Kalknatronfeldspaten unterscheidet sie das niedrigere sp. G., welches unterhalb desjenigen des Albits liegt, und der kleine Winkel der optischen Axen, der besonders gegenüber dem Oligoklas Bedeutung gewinnt, weil dieser auch die kleinen Auslöschungsschiefen der Anorthoklase hat. Der kleine Axenwinkel der Anorthoklase vereitelt bei nicht wahrnehmbarer Zwillingslamellierung die sichere Unterscheidung von Sanidin mit normalsymmetrischer Axenlage, während er vor Verwechslung mit dem eigentlichen Orthoklas schützt. Gegenüber dem Sanidin mit symmetrischer Lage der optischen Axen gibt die dann vorhandene Axendispersion $\varrho < v$ die Unterscheidung. Wo Zwillingslamellierung sichtbar ist, ist die Verwechslung mit orthotomen Feldspaten ausgeschlossen; wo sie fehlt kann die Unterscheidung gegenüber Natronorthoklas, der auf M ähnliche Auslöschungen hat, wie Anorthoklas, schwierig werden. — Ebenso kann eine Verwechslung mit Mikroklin leicht eintreten, wenn der Axenwinkel nicht gemessen werden kann. Hier darf man betonen, daß bisher niemals bei Anorthoklasen eine perthitische Struktur beobachtet wurde, die dem Mikroklin nur selten ganz fehlt. Eine sichere Abgrenzung von Anorthoklas und Kryptoperthit ist in manchen Fällen nicht möglich.

Vork. Anorthoklastische Feldspate wurden zuerst von H. Förstner (1) unter dem Namen Natronorthoklas aus den Laven der Insel Pantelleria südlich von Sicilien beschrieben und für monoklin gehalten. C. Klein (6), welcher einen wohl auch dieser Reihe zuzuzählenden Feldspat vom Hohenhagen bei Göttingen beschrieb, erkannte die trikline Natur des Förstnerschen Natronorthoklases vom Monte Gibele auf Pantelleria und stellte denselben ebenso wie den Hohenhagener Feldspat in die Nähe des Oligoklases. W. C. Brögger (7) fand alsdann in den Alkalisyeniten Südnorwegens, deren mikro- und kryptoperthitische Feldspate oben erwähnt wurden, Feldspate, welche kein mechanisches Gemenge von Orthoklas und Albit erkennen ließen und sich optisch z. T. monoklin, z. T. triklin verhielten. Ihre in beiden Fällen gleiche chemische Zusammensetzung ließ sie als isomorphe Mischungen oder aber als innige mechanische Gemenge von Kali- und Natronfeldspat auffassen, und Brögger unterschied sie als Natronmikroklin im ersten, als Natronorthoklas im zweiten Falle. Sein Natronorthoklas umfaßt den von Breithaupt Mikroklin genannten farbenschillernden Feldspat der pegmatitischen Gänge der Gegend von Frederiksvärn. In seiner späteren, grundlegenden Arbeit (8) über diese Gänge und ihre Mineralführung bezeichnete er dann diesen Feldspat als Kryptoperthit. Die Feldspate der Rhombenporphyre rechnete er zu den Natronmikroklinen, d. h. Anorthoklasen.

Die Anorthoklase treten in den quarzarmen oder quarzfreien foyaitischen Tiefengesteinen in weiter Verbreitung auf, teils in hypidiomorphen Individuen von tafelförmigem Habitus, teils und zwar in den Laurvikiten mit dem Habitus der Rhombenfeldspate. Ihr Vorkommen in den granitodioritischen Tiefengesteinen wird mehrfach angegeben, bedarf aber wohl noch einer strengeren Begründung. — Sie herrschen, bisweilen bis zum Ausschluß aller anderen Feldspate, in vielen Ergußformen der foyaitischen Magmen, wie in den Comendit-ähnlichen Lipariten, den Pantelleriten und andesitoiden Trachydoleriten der Insel Pantelleria, in denen sie H. Förstner gründlich untersuchte. F. Fouqué (2) widmete ihnen eine inhaltreiche Studie bei der Untersuchung der Alkalitrachyte und Phonolithe des zentralen Frankreichs, der Azoren und anderer Fundorte. O. Mügge (9) beschrieb sie als Sanidine mit mikroklinartigem Zwillingsbau von der Insel Fayal und als Natronmikroklin aus der Gegend des Kiwascha-Sees im Massailande (10) aus Alkalitrachyten.

Eine sehr eigentümliche Ausbildungsweise besitzen die Anorthoklase in den

Rhombenporphyren des südlichen Norwegens. Sie bilden hier mehr oder weniger linsenförmig gerundete Individuen in der dem nächst stumpferen Rhomboeder des Kalkspates nicht unähnlichen Kombination der Figuren 173 und 174. M fehlt vollständig, P tritt bisweilen sehr klein hinzu. Oder aber es herrscht M neben y und T und l treten nur untergeordnet auf. Bei dem weit häufigeren ersten Typus liefert die Spaltung nach P (001) stumpfe gleichschenklige Dreiecke oder spitze Rhomben, je nachdem die Spaltfläche nahe der Spitze des Krystalls oder mehr nach dessen Innern hin getroffen hat. Die Spaltung nach M liefert spitze Rhomben. Nach diesen Spaltungsformen seiner Feldspate benannte Leopold von Buch die Gesteine Rhombenporphyre. — Bei herrschendem M liefert die Spaltung nach P Rechtecke, begrenzt von y und M, deren Kanten durch T und l schmal abgestumpft werden, daher Th. Kjerulfs Bezeichnung der Gesteine als Rektangelporphyre. Eine Folge der Rundung der Kanten ist es, daß der Winkel T : l immer größer, als der normale ist. O. Mügge beobachtete besonders oft einen etwa 133° betragenden Winkel, der auf das Prisma (950) hinweisen würde. W. C. Brögger gibt an, daß besonders an den Salbändern der Gänge die Abrundung der Krystalle sehr groß wird und findet die Ursache dieser Winkelabnormitäten in der Krystallisation in dem noch fließenden Magma. Sie ist wohl eine Folge der magmatischen Resorption. Mit dem Studium dieser Rhombenfeldspate beschäftigten sich neben Brögger besonders H. Bäckström (11), O. Mügge (12) und A. E. Törnebohm (13). — Alfr. Osann (14) wies diese Rhombenfeldspate in einer porphyrischen Grenzfacies eines Alkalisyenits der Sawtooth Mountains in Texas nach. — Ganz dieselben Rhombenfeldspate, wie sie in den paläozoischen Rhombenporphyren Norwegens auftreten, finden sich mit allen ihren Eigentümlichkeiten wieder in den trachydoleritischen, tephritischen und basanitischen Laven des Kilimandscharo-Massivs. Von hier beschrieb und analysierte sie zuerst H. A. Miers (15) in Karlsbader Zwillingen mit (100) als Verwachsungsfläche und mit Mikroklingitterstruktur in Schnitten senkrecht zu P und M. Ap nahezu Null. Am $+4°\,20'$, $2V = 60°\,44'$, $\beta_{Na} = 1.5373$. Zusammensetzung $An_1Or_{1.88}Ab_{4.22}$. Nahezu übereinstimmend hiermit fand J. S. Hyland (16) die Krystalle von der südlichen und südöstlichen Flanke der Kibospitze des Kilimandscharo mit der Zusammensetzung $An_1Or_{2.1}Ab_4$. — Es ist hervorzuheben, daß die Rhombenfeldspate aller bekannten Vorkommnissen im frischen Zustande perlgraue, im unfrischen braunrote Farbe haben und daß sie außerordentlich oft eine nicht verzwillingte äußere Schale von Alkalifeldspat tragen.

Die Anorthoklase umschließen die älteren, mit ihnen vergesellschafteten Mineralien und, wo sie in Ergußgesteinen auftreten, sehr oft Glaseinschlüsse.

Literatur. (1) Z. X. 1. 1877. 547 und 8. 1883. 125. — (2) Bull. Soc. min. Fr. 6. 1884. 197 und 17. 1894. 397. — (3) Z. X. 35. 501. — (4) Z. X. 35. 274. — (5) Z. X. 9. 1884. 333. — (6) Göttinger Nachrichten 1878. No. 14 und N. J. 1879. 518. — (7) Die silurischen Etagen 2 und 3 im Christiania-Gebiet. Christiania 1882. 260 und 293. — (8) Z. X. 16. 1890. 541. — (9) N. J. 1883. II. 204. — (10) N. J. B. B. 4. 1886. 591. — (11) Bihang till k. Svenska Vet.-Akad. Handl. 14. Afd. II. 1888. No. 3. — (12) N. J. 1885. II. 107. — (13) G. F. i Stockholm Förhdl. 2. 1875. 322. — (14) Geol. Survey of Texas. 4. Annual Report. 123. Austin 1893. — (15) Min. Mag. 7. 1887. 11 und 133. — (16) Geol. Mag. 6. 1889. 160.

## Die Kalknatronfeldspate oder Plagioklase.

Chem.: Reiner Natronfeldspat oder Albit ist in einfachster Formel

$$NaAlSi_3O_8 = Ab.$$

Reiner Kalkfeldspat oder Anorthit ist in einfachster Formel

$$CaAl_2Si_2O_8 = An.$$

Alle anderen Plagioklase sind nach der Tschermakschen Feldspattheorie isomorphe Mischungen dieser Moleküle von der Formel

$Ab_mAn_n$. Ihre gewichtsprozentische Zusammensetzung für Intervalle von 5 zu 5 Molekularprozenten berechnet aus Si = 28.4, Al = 27.1, Ca = 40.1, Na = 23.05, O = 16.0 und die zugehörigen spezifischen Gewichte, beberechnet von E. A. Wülfing aus dem des Albits (2.624) und des Anorthits (2.758), gibt die folgende Zusammenstellung:

| | $Ab_{100}An_0$ | $Ab_{95}An_5$ | $Ab_{90}An_{10}$ | $Ab_{85}An_{15}$ | $Ab_{80}An_{20}$ | $Ab_{75}An_{25}$ | $Ab_{70}An_{30}$ | $Ab_{65}An_{35}$ | $Ab_{60}An_{40}$ | $Ab_{55}An_{45}$ | $Ab_{50}An_{50}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68.81 | 67.46 | 66.12 | 64.79 | 63.46 | 62.14 | 60.83 | 59.53 | 58.24 | 56.95 | 55.67 |
| $Al_2O_3$ | 19.40 | 20.31 | 21.22 | 22.12 | 23.01 | 23.90 | 24.78 | 25.66 | 26.53 | 27.40 | 28.26 |
| CaO | 0.00 | 1.06 | 2.11 | 3.16 | 4.21 | 5.25 | 6.28 | 7.30 | 8.32 | 9.33 | 10.34 |
| $Na_2O$ | 11.79 | 11.17 | 10.55 | 9.93 | 9.32 | 8.71 | 8.11 | 7.51 | 6.91 | 6.32 | 5.73 |
| Sa. | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Sp.G. = $D_m$ = | 2.624 | 2.631 | 2.637 | 2.644 | 2.651 | 2.658 | 2.664 | 2.671 | 2.678 | 2.684 | 2.691 |

| | $Ab_{45}An_{55}$ | $Ab_{40}An_{60}$ | $Ab_{35}An_{65}$ | $Ab_{30}An_{70}$ | $Ab_{25}An_{75}$ | $Ab_{20}An_{80}$ | $Ab_{15}An_{85}$ | $Ab_{10}An_{90}$ | $Ab_5An_{95}$ | $Ab_0An_{100}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . | 54.40 | 53.14 | 51.88 | 50.63 | 49.39 | 48.16 | 46.93 | 45.71 | 44.49 | 43.28 |
| $Al_2O_3$ . . . | 29.12 | 29.97 | 30.82 | 31.66 | 32.50 | 33.33 | 34.16 | 34.98 | 35.80 | 36.62 |
| CaO . . . | 11.34 | 12.34 | 13.33 | 14.31 | 15.29 | 16.26 | 17.23 | 18.19 | 19.15 | 20.10 |
| $Na_2O$ . . . | 5.14 | 4.55 | 3.97 | 3.40 | 2.82 | 2.25 | 1.60 | 1.12 | 0.56 | 0.00 |
| Sa. . . . | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Sp.G. = $D_m$ = | 2.698 | 2.705 | 2.711 | 2.718 | 2.725 | 2.731 | 2.738 | 2.745 | 2.751 | 2.758 |

Nach Tschermaks Vorgang faßt man nahestehende Mischungsverhältnisse zusammen und bringt danach die Gesamtreihe der Plagioklase in folgende Teilreihen:

Die Albitreihe, umfassend die Mischungsverhältnisse von $Ab_1An_0$—$Ab_8An_1$
Die Oligoklasreihe „ „ „ „ $Ab_8An_1$—$Ab_2An_1$
Die Andesinreihe „ „ „ „ $Ab_3An_2$—$Ab_4An_3$
Die Labradoritreihe „ „ „ „ $Ab_1An_1$—$Ab_1An_2$
Die Bytownitreihe „ „ „ „ $Ab_1An_2$—$Ab_1An_6$
Die Anorthitreihe „ „ „ „ $Ab_1An_6$—$Ab_0An_1$

Die Grenzglieder zwischen der Albit- und der Oligoklasreihe bezeichnet man als Oligoklasalbite, diejenigen zwischen der Bytownit- und Anorthitreihe als Bytownitanorthite. — In neuerer Zeit bürgert sich mit der zunehmenden Sicherheit in der Unterscheidung und Bestimmung der einzelnen Glieder der Gesamtreihe mehr und mehr der Gebrauch ein, ein Glied direkt nach dem molekularprozentischen Mischungsverhältnis zu bezeichnen.

Für das Verständnis der Umwandlungsvorgänge in den Feldspaten empfiehlt sich die Benutzung der Clarkeschen Strukturformeln (vgl. Orthoklas S. 299).

$$\text{Albit} = \begin{matrix} /Si_3O_8 = Na_2 \\ Al—Si_3O_8 = Al \\ \backslash Si_2O_8 = Al \end{matrix} \qquad \text{Anorthit} = \begin{matrix} /SiO_4 = Ca_{1.5} \\ Al—SiO_4 = Al \\ \backslash SiO_4 = Al \end{matrix}$$

woraus sofort die Umwandlung in Muscovit:

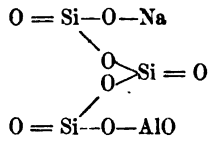
$$\begin{matrix} /SiO_4 = H_2K \\ Al—SiO_4 = Al \\ \backslash SiO_4 = Al \end{matrix}$$

$$\text{Kaolin} = \begin{matrix} /OH \\ Al—SiO_4 = H_2 \\ \backslash SiO_4 = Al \end{matrix} \quad \text{und Epidot} = \begin{matrix} /SiO_4 = Ca\,.\,CaOH \\ Al—SiO_4 = Al \\ \backslash SiO_4 = Al \end{matrix}$$

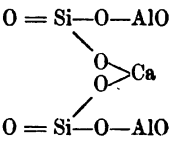
verständlich ist.

Sehr interessant sind die Versuche, welche G. Tschermak (78) in neuester Zeit angestellt hat, um aus den Feldspaten durch lange Behandlung des feinen Pulvers und

sehr dünner Blättchen mit Salzsäure bei gewöhnlicher oder bei einer 76° nicht übersteigenden Temperatur die in ihnen vorhandene Siliciumsäure abzuscheiden. Er fand, daß die Säure des Albits die Trisiliciumsäure $Si_3O_7H_2$, die des Anorthits die Metasiliciumsäure $SiO_3H_2$ sei. Aus jedem anderen Plagioklas müßte sich daher ein Gemenge von $m . Si_3O_7H_2$ und $n . SiO_3H_2$ abscheiden. Als die wahrscheinlichsten kleinstmöglichen Stukturformeln glaubt er für Albit die Formel



für Anorthit



annehmen zu sollen.

$a : b : c = 0.6335 : 1 : 0.5577;$
$\alpha = 94° 3', \quad \beta = 116° 29', \quad \gamma = 88° 9'$ für Ab.
$= 0.6347 : 1 : 0.5501;$
$\alpha = 93° 13', \quad \beta = 115° 55'.5, \quad \gamma = 91° 12'$ für An.

Morph.: P = oP (001), M = ∞P∞ (010), l = ∞P, (110), T = ∞,'P (1$\bar{1}$0), x = ,P,∞ (10$\bar{1}$), y = 2,P,∞ (20$\bar{1}$), e = 2,P'∞ (021), n = 2'P,∞ (0$\bar{2}$1), f = ∞P,'3̆ (130), z = ∞,'P3̆ (1$\bar{3}$0), o = P, (11$\bar{1}$), p = ,P (1$\bar{1}$1) und andere Pyramiden. — Habitus meistens dünn- oder dicktafelförmig nach M (010). Fig. 175, wenn das Mineral als Einsprengling in porphyrischen Gesteinen (insbesondere Porphyroiden) oder als Gemengteil körniger Eruptivgesteine, krystalliner Schiefergesteine oder in Karbonatgesteinen auftritt. Selten gestreckt nach der Kante P/x. Bei mikrolithischer Ausbildung in der Grundmasse von Gang- und Ergußgesteinen meistens stark prismatisch gestreckt nach der Kante P/M, oder isodiametrisch mit P, M und y im Gleichgewicht, auch dünntafelförmig nach M bei vitrophyrischem Charakter der Grundmassen. In der Prismenzone Streifung parallel der Kante M/l. — Körner und körnige Aggregate in körnigen Eruptivgesteinen und krystallinen Schiefern.

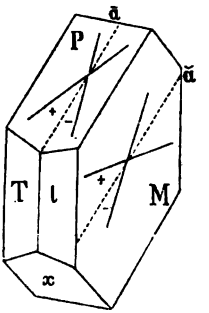


Fig. 175.

| | Ab[1]) An | Ab An | Ab An |
|---|---|---|---|
| 001:010 | =86°24'–85°50' | 001:$\bar{1}$01=52°16'–51°26' | 001:110=65°17'–65°53' |
| 010:110 | =60°26'–58°4' | 001:$\bar{2}$01=82°7' –81°14' | 000:1$\bar{1}$0=69°10'–69°20' |
| 0$\bar{1}$0:1$\bar{1}$0 | =60°20'–62°26'.5 | 001:021=43°10'–42°38'.5 | 010:$\bar{1}$01=86°20'–88°20' |
| 110:1$\bar{1}$0 | =59°14'–59°29' | 001:0$\bar{2}$1=46°46'–46°46' | 010:11$\bar{1}$=66°18'–64°53' |

Von höchster Wichtigkeit ist die fast allgemeine Verbreitung des Zwillingsbaus bei den Kalknatronfeldspaten nach mehreren Gesetzen.

---

[1]) Zum Vergleich der Winkelverhältnisse bei den verschiedenen Plagioklasen $Ab_mAn_n$ diene die folgende Zusammenstellung

| | 001 : 010 | 010 : 110 | 0$\bar{1}$0 : 1$\bar{1}$0 | 001 : 110 | 001 : 1$\bar{1}$0 | 001 : $\bar{2}$01 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Oligoklas | 86° 32' | 59° 14' | 61° 40' | 65° 40'.5 | 68° 48' | 81° 52' |
| Andesin | 86° 14' | 59° 4' | 61° 35' | 65° 27'.5 | 68° 54' | 81° 44' |
| Labrador | 86° 12' | 58° 56' | 61° 22' | | 69° 22'.5 | |

Zwillinge. Die unbedingte Herrschaft hat in den Gesteinen das Albitgesetz: Zwillingsaxe ist die Normale zu M (010), Fig. 176 bei tafelförmigem Habitus, Fig. 177 bei prismatischer Streckung nach der Kante P/M. Die P-Flächen der beiden Individuen bilden oben bei Albit einen einspringenden Winkel von 7° 12′, bei Anorthit von 8° 20′. die x-Flächen ebenso 7° 20′, bzw. 3° 20′, unten die entsprechenden ausspringenden Winkel; vorn stoßen die Flächen T, hinten die Flächen l der beiden Zwillingsindividuen zusammen. — Bei polysynthetischer Wiederholung dieses Gesetzes ist Individuum 3 gegen 2 um 180°, also

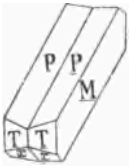


Fig. 176.

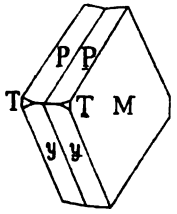


Fig. 177.

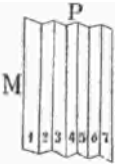


Fig. 178.

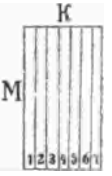


Fig. 179.

gegen 1 um $2 \times 180°$ gedreht und steht diesem parallel, wobei nun die P-Flächen von 2 und 3 oben den ausspringenden Winkel haben. Ebenso steht Individuum 4 parallel 2 und überhaupt sind alle Individuen mit ungerader und alle mit gerader Ordnungszahl einander parallel, und auf der Basis als Krystall- und Spaltfläche erscheint die bekannte Zwillingsriefung als Folge der alternierenden ein- und ausspringenden Winkel der P-Flächen der Individuen, wie Fig. 178 auf einem zu P und M senkrechten, Fig. 179 in einem beliebig anderen Schnitt zeigt. Durch den Schliff verschwinden allerdings die ein- und ausspringenden Flächen, aber bei schiefer Beleuchtung erkennt man dennoch deutlich den lamellaren Aufbau nach M. Dieser muß, zumal zwischen gekreuzten Nicols in allen Schnitten sichtbar sein mit Ausnahme des zu der Fläche M parallelen Schnittes.

Weit seltener und mit Vorliebe, wenn auch nicht ausschließlich, bei den Ca-reichen Plagioklasen findet sich das Periklingesetz: Zwillingsaxe ist die Makrodiagonale, also die Kante P/x. Dabei berühren sich die beiden Individuen entweder mit der oberen oder unteren P-Fläche, so daß die M-Flächen windschief zueinander stehen, oder es dient, und das ist bei den polysynthetischen Zwillingen der gesteinsbildenden Plagioklase anscheinend stets der Fall, der rhombische Schnitt als Berührungsfläche (Fig. 180). Dann erscheint, wie beim Albitgesetz auf P, hier auf der Fläche M eine Zwillingsriefung, deren Trace auf M mit der Kante P/M, also auch mit den Spaltrissen nach P einen von der chemischen Zusammensetzung des vorliegenden Plagioklases abhängigen Winkel bildet (Fig. 181). Nach Gerh. vom Raths (1) Beobachtungen, der auf diese wichtige Tatsache zuerst aufmerksam machte, und nach den ergänzenden Angaben anderer Forscher, sowie nach der Rechnung von Dana beträgt dieser Winkel ($\sigma$)

bei Albit Ab $+22^{\circ}$ bis $+20^{\circ}$,

bei Oligoklasalbit $\left\{\begin{matrix}Ab_{12}An_1\\Ab_6An_1\end{matrix}\right\}$ $+20^{\circ}$ bis $+10^{\circ}$,

bei Oligoklas $\left\{\begin{matrix}Ab_6An_1\\Ab_3An_1\end{matrix}\right\}$ $+9^{\circ}$ bis $+3.5$,

bei Andesin $\left\{\begin{matrix}Ab_3An_2 & +1^{\circ},\\Ab_4An_3 & 0^{\circ},\\Ab_1An_1 & -1^{\circ},\end{matrix}\right.$

bei Labrador und Bytownit $\left\{\begin{matrix}Ab_3An_4\\\text{bis}\\Ab_1An_6\end{matrix}\right\}$ $-9^{\circ}$ bis $-10^{\circ}$,

bei Anorthit An $-15^{\circ}$ bis $-18^{\circ}$,

wobei die Vorzeichen + und — im Sinne der Figur 175 zu verstehen sind.

Der lamellare Aufbau der Plagioklase nach dem Periklingesetz tritt nicht selten in Verbindung mit dem nach dem Albitgesetz (Bd. I. 2 Taf. XII, Fig. 2). Dann ist Zwillingsriefung auf P und auf M vorhanden, wie Fig. 182 schematisch an einem von P, M und K (100) be-

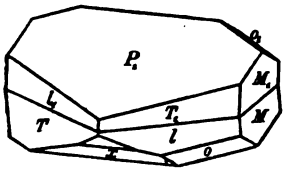


Fig. 180.

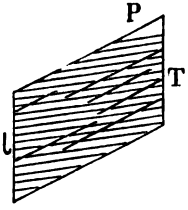


Fig. 181.

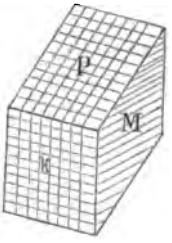


Fig. 182.

grenzten Krystall zeigt. Auf der Basis schneiden sich die beiden Lamellenzüge unter einem fast rechten Winkel, dem Axenwinkel $\gamma$, der bei den verschiedenen Plagioklasen einen verschiedenen Wert hat, aber nirgends um volle $2^{\circ}$ vom Rechten abweicht.

Polysynthetische Individuen nach dem Albitgesetz sind sehr oft nochmals verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz. Zwillingsaxe ist die Kante T/l (Fig. 183). Dadurch werden die Flächen x des einen Zwillingsstockes neben die Flächen P des anderen gebracht, was für das Verständnis der optischen Erscheinungen von größter Wichtigkeit ist. Dabei sind die beiden nach dem Karlsbader Gesetz verbundenen Teile oft nahezu oder ganz gleich breit; doch finden sich auch sehr ungleiche Hälften verbunden, oder es sind nur kleine Teile des Gesamtstocks in Karlsbader Zwillingsstellung, ja es besteht oft das eine Karlsbader Individuum nur aus einer einzigen Lamelle.

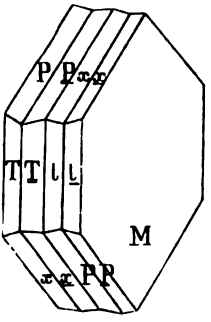


Fig. 183.

In ähnlicher Weise verbinden sich Karlsbader und Periklingesetz, Albit- und Bavenoer Gesetz und andere Zwillingsgesetze in mannigfacher Weise und so entstehen oft sehr schwer zu deutende Durchwachsungen und knäuelartige Gebilde zumal bei den Einsprenglingen der Ergußgesteine, wie sie von G. Tschermak (2) aus Andesit von Verespatak und von anderen Forschern beschrieben wurden.

Die Dimensionen der Plagioklase schwanken in den weitesten Grenzen. Immerhin dürften sie die obere Grenze der Orthoklase nur selten erreichen. Nach unten sinken sie bis zu durchaus mikrolithischen Dimensionen und bilden dann vorwiegend und zumal bei höherem Ab-Gehalt die als Plagioklasleisten bekannten schlanken Prismen nach der Kante P/M (Bd. I. 2, Taf. XI, Fig. 5). — Bei höherem An-Gehalt und besonders in vitrophyrischen Gesteinen sind die Plagioklasmikrolithe gern sehr dünn tafelförmig nach M und zeigen bald ein rhombisches Profil nach P und x oder P und y, wie die M-Fläche in Fig. 175, oder ein sechsseitiges durch P, x und l oder P, y und l oder auch durch P, x und y. Solche tafelförmige Mikrolithe, wie sie oft, u. a. von F. Kreutz (3) aus Vesuvlaven beschrieben wurden, zeigen sehr oft die Karlsbader Zwillingsbildung mit Berührung der kaum meßbar dicken Täfelchen in der Fläche M. — Eigentliche Krystallskelette finden sich in glasigen Gesteinen und wurden u. a. von F. Rinne (4) beschrieben.

Die Zwillingslamellen der Plagioklase sind keineswegs immer mit schematischer Regelmäßigkeit gebildet. Sie keilen sich oft mitten im Krystall aus, ändern ihre Breite, gabeln und zertrümern sich, drängen sich in einzelnen Teilen des Krystalls, während sie in anderen fehlen, verlaufen nicht immer parallel den Zwillingsflächen, sondern lassen auch wohl durch ihre Begrenzung erkennen, daß die Berührungsfläche eine unregelmäßige ist. Die Breite der Lamellen steht in keiner Beziehung zur Größe der Sammelindividuen, sondern wechselt ganz regellos. Doch scheint es, daß recht breite Lamellierung in der Gesteinswelt vorwiegend den Ca-reicheren Gliedern der Plagioklasreihe eignet.

Anomalien in der Krystallbildung sind bei den Plagioklasen nicht selten. Besonders oft findet sich eine ruinenartig zackige Endigung bei den Einsprenglingen der porphyrischen Gesteine. — Durch chemische Korrosion werden die ursprünglich scharfkantig und ebenflächig ausgebildeten Krystalle bis zu Körnern abgerundet, deren ursprüngliche Form nur aus der zonaren Struktur oder der Anordnung der Interpositionen rekonstruiert werden kann. In anderen Fällen entstehen dadurch mehr oder weniger tiefe Einbuchtungen, die sich bis zu förmlicher Aushöhlung steigern können. — Zu diesen, wesentlich auf porphyrische Gesteine beschränkten, chemischen Deformationen gesellen sich in allen Gesteinen dieselben Zerbrechungen, wie sie beim Orthoklas beschrieben wurden, die gleichen, mehr oder weniger weit gehenden randlichen Zertrümmerungen und Quetschungen, ferner Biegungen[1]) der Zwillingslamellen und Verwerfungen derselben gegeneinander. L. van Werveke (5) hat es sehr wahrscheinlich gemacht, daß durch die Kräfte, welche diese mechanischen Deformationen bewirkten (Bewegung im Magma und Gebirgsdruck) eine ursprünglich nicht vorhandene Zwillingslamellierung in den Plagioklasen hervorgerufen werden kann. Solche mechanische Zwillingslamellen charakterisieren sich besonders dadurch, daß sie in ihrer Ausdehnung und in ihrem Verlauf an Bruchlinien im Krystall gebunden erscheinen.

Zonarstruktur findet sich bei allen Plagioklasen in den Gesteinen, wenn man von den Mikrolithen der Grundmassen porphyrischer Gesteine absieht. Dieselbe ist in vielen Fällen nur eine Folge der zeitweilig wiederkehrenden Unterbrechung im Wachstum und läßt dann keinerlei Unterschied im physikalischen Verhalten des Kerns und der Schalen wahrnehmen. In anderen Fällen ist mit der Zonarstruktur aber ein mehr

[1]) Interessant ist eine Untersuchung von E. von Fedorow (T. M. P. M. 18. 360) über die Biegung der Plagioklaslamellen. Er macht es wahrscheinlich, daß die Kante P/M als Drehungsaxe fungiert.

oder weniger deutlicher Unterschied des Brechungsvermögens im Kern und in den Schalen festzustellen und zwischen gekreuzten Nicols zeigt sich eine sprungweise oder auch allmähliche Änderung der optischen Orientierung in dem Kern und den einzelnen Schalen. Die Auslöschung tritt dann nicht gleichzeitig durch das ganze Gebilde hin ein (Bd. I. 2, Taf. XI, Fig. 6), sondern differiert im Kern und den einzelnen Schalen oder Schalenkomplexen um mehrere oder auch um viele Grade. Hieraus läßt sich, wie aus Späterem folgt, feststellen, daß der Kern solcher schaligen Individuen reicher an An ist als die Schalen, und daß in den Schalen von innen nach außen der Gehalt an Ab zunimmt. In anderen Fällen verläuft die chemische Änderung nicht mit derselben Regelmäßigkeit, sondern es folgt auf eine Schale von bestimmtem Ab-Gehalt wieder eine solche von geringerem Ab-Gehalt nach außen, von der aus dann weiter nach außen der Ab-Gehalt der sukzessiven Schalen sich wieder steigert. Ja es können mehrere derartige Rekurrenzen von Ab-reicheren zu Ab-ärmeren Schalen vorkommen. In manchen Gesteinen, deren chemische Zusammensetzung es erlaubte, besteht die äußerste Schale (Bd. I. 2, Taf. X, Fig. 2) dann aus reinem Alkalifeldspat (Anorthoklas, Orthoklas, Albit). Während die Schalen im Innern solcher Gebilde eine durchaus streng idiomorphe Begrenzung zeigen, ist der Kern sehr oft stark korrodiert und die äußerste Schale unregelmäßig zackig oder krummlinig begrenzt. Die Korrosionsfurchen des Kernes sind von einem Ab-reicheren Feldspat erfüllt. Diese wichtige Erscheinung wurde zuerst von C. Höpfner (6) am Andesit des Monte Tajumbina in Peru studiert und hat eine reiche Literatur hervorgerufen, aus der wir besonders die Arbeit F. Beckes (7) über die Tonalite der Rieserferner hervorheben. Die Ursache dieser Zonarstruktur der Plagioklase, wie anderer gesteinsbildender Mineralien hat man wohl in erster Linie in der steten Änderung der chemischen Zusammensetzung der Magmen zu suchen, in denen sich bei fortschreitender Krystallisation die Alkalien anreichern. Ferner werden Druck, Temperatur und Durchtränkung des Magmas mit den sog. Agents minéralisateurs, der Schmelzpunkt der sich ausscheidenden Verbindungen aber wohl nur insofern von Bedeutung sein, als oberhalb des Schmelzpunktes eine Ausscheidung nicht stattfinden kann. Man vgl. zu dieser Frage F. Becke (8) und R. Brauns (9). — Sehr wichtig ist die Beobachtung von Fr. Becke (Lotos 1899. No. 3), daß in den Feldspatkörnern der Orthogneiße ebenfalls Zonarstruktur oder Schalenbau vorkommt, wobei aber die äußeren Schalen reicher an Anorthit werden. So fand er Kerne von $Ab_{95}A_5$ mit einer Hülle von $Ab_{87}An_{13}$ im sog. Zentralgneiß der Zillertaler Hauptkette und Kerne von $Ab_{80}An_{20}$ mit einer Hülle von $Ab_{70}An_{30}$. Das ist also die umgekehrte Folge, wie in den nicht dynamisch veränderten Eruptivgesteinen. Der Schalenbau der Feldspate in den krystallinen Schiefern ist durch wenig idiomorphe Begrenzung der einzelnen Schalen und durch meißt sehr allmähliche Übergänge der Schalen ineinander charakterisiert.

Koh.: Spaltung nach P (001) vollkommen, nach M (010) von wechselnder Vollkommenheit, anscheinend um so deutlicher, je ausgesprochener der lamellare Aufbau nach dem Albitgesetz entwickelt ist. Bei den Periklinen ist die Spaltung nach M (010) wenig deutlich. Bei dem nicht lamellar gebauten Oligoklas von Bakersville fehlt sie ganz. In hinreichend dünnen Schichten pflegen beide Blätterdurchgänge durch scharfe und gerade Rißsysteme sichtbar zu sein. — Von den wenig guten Spaltbarkeiten nach T, l und o findet in sehr dünnen Präparaten oft noch die prismatische nach l oder T, häufiger nach l, ihren Ausdruck in einzelnen, wenig geradlinigen Rissen, die von Wichtigkeit sind für die Bestimmung des Vorzeichens der Auslöschung. Die bei den Orthoklasen und Sanidinen so häufige Murchisonitspaltung und die Klüftung nach einer Querfläche scheinen bei den Plagioklasen zu fehlen. — Bruch uneben ins Muschlige. — H. = 6—6.5.

Das spezifische Gewicht ist eine wichtige Konstante, deren

man sich oft bei der Bestimmung der gesteinsbildenden Plagioklase und zur Trennung dieser von Orthoklas und Mikroklin zu bedienen hat. Es nimmt vom Albit nach dem Anorthit hin stetig zu. Die Abhängigkeit vom Gehalt an Albit- und Anorthitmolekülen erkannte zuerst G. Tschermak (10), der für die Bestimmung derselben in einer Mischung von Ab und An aus den Normalwerten für Ab zu 2.624 und für An zu 2.758 die Formel

$$\text{sp. G.} = \frac{\text{m . Ab} + \text{n . An}}{\text{m . M} + \text{n . M'}}$$

aufstellte, worin m und n die Gewichtsmengen, M und M' die Molekularvolumina von Albit und Anorthit bedeuten. C. Bärwald bestimmte an dem reinen Albit vom Kasbek sp. G. = 2.618 und auch V. Goldschmidt (11) fand bei sehr sorgfältigen Bestimmungen des spez. Gew. an einer großen Anzahl von Feldspaten durchschnittlich etwas niedrigere Werte als Tschermak, doch sind die Abweichungen so gering, daß man sich ohne größeren Fehler der Tschermakschen Tabelle bedienen kann. Danach hat mit Einschaltung der Anorthoklase

| | |
|---|---|
| Orthoklas und Mikroklin | sp. G. 2.54—2.57 |
| Anorthoklasreihe | 2.58—2.61 |
| Albitreihe | 2.62—2.64 |
| Oligoklasreihe | 2.64—2.66 |
| Andesinreihe | 2.66—2.69 |
| Labradoritreihe | 2.69—2.71 |
| Bytownitreihe | 2.71—2.74 |
| Anorthitreihe | 2.74—2.76 |

Man wird das sp. G. am sichersten an kleinen, aus dem Gestein ausgelesenen und auf ihre Reinheit geprüften Körnchen durch Schweben in einer Scheideflüssigkeit (Bd. I. 1, § 19) bestimmen. Bei der Genauigkeit, welche diese Methode erlaubt, sind die Resultate sehr zuverlässig, solange das Material rein und frisch ist. Sie verlieren beträchtlich an Wert durch die Anwesenheit von Einschlüssen und durch mehr oder weniger vorgeschrittene Umwandlung des benutzten Materials. Man muß sich erinnern, daß die in den porphyrischen Gesteinen verbreitetsten Einschlüsse der Feldspate (Gase und glasige Teile des Magmas) das spez. Gew. herabdrücken, während die individualisierten Einschlüsse der Feldspate in den körnigen Gesteinen eine Erhöhung desselben zu bewirken geeignet sind. Weniger sicher läßt sich der Einfluß von Umwandlungsvorgängen auf die Änderung des sp. G. voraussehen. Eine Kaolin- und Zeolithbildung würde die Dichte verringern, die Entwicklung von Karbonaten, Glimmern und Saussurit müßten sie steigern.

Opt.: Glasglanz, auf der Spaltfläche nach P oft ins Perlmutterartige. — Farbe weiß, grau bis braun, auch grünlich, bläulich, selten rot: im durchfallenden Lichte farblos. — Licht- und Doppelbrechung niedrig, beide steigend mit zunehmendem An-Gehalte. — Winkel der optischen Axen groß, schwankend um 90°. Bei Albit ist 2V um die positive Bisektrix spitz mit $\varrho < v$, bei gewissen Oligoklasen stumpf mit

$\varrho < v$, bei Labradorit spitz mit $\varrho > v$, bei Anorthit stumpf mit $\varrho > v$. Der Winkel 2V durchläuft also dreimal den Wert 90° in der Oligoklasreihe, in der Andesiureihe und in der Bytownitreihe und dreimal ändert sich damit natürlich auch der optische Charakter. Die Zahlenwerte für die Brechungsexponenten und die Axenwinkel in Verbindung mit der chemischen Zusammensetzung und dem Eigengewichte gibt die Tabelle auf S. 338.

Als gute Mittelwerte mit Abrundung auf 3 Dezimalen (Bd. I. 1. 268) wird man die folgenden Zahlen gelten lassen dürfen:

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Albitreihe | $\alpha = 1.529$ | $\beta = 1.532$ | $\gamma = 1.539$, | $\gamma - \alpha = 0.010$ | $\gamma - \beta = 0.007$ | $\beta - \alpha = 0.003$ |
| Oligoklasalbitreihe | 1.534 | 1.538 | 1.543 | 0.009 | 0.005 | 0.004 |
| Oligoklasreihe | 1.540 | 1.544 | 1.547 | 0.007 | 0.003 | 0.004 |
| Andesinreihe | 1.549 | 1.553 | 1.555 | 0.006 | 0.002 | 0.004 |
| Labradorreihe | 1.555 | 1.558 | 1.563 | 0.008 | 0.005 | 0.003 |
| Bytownitreihe | 1.561 | 1.564 | 1.569 | 0.008 | 0.005 | 0.003 |
| Anorthitreihe | 1.575 | 1.584 | 1.588 | 0.013 | 0.005 | 0.008 |

Die Dispersion der Lichtbrechung an den Albiten studierte C. Viola (15 und 16) und berechnete aus $\alpha$, $\beta$ und $\gamma$ den Winkel 2V. Wir teilen daraus mit die Angaben über den Albit von Lakous in Kreta, der auf Dioritklüften aufgewachsen ist. Viola fand

| | | | |
|---|---|---|---|
| $\alpha_B = 1.52505$ | $\beta_B = 1.52935$ | $\gamma_B = 1.53468$ | $+2V_B = 81° 44'$ |
| $\alpha_C = 1.52648$ | $\beta_C = 1.53058$ | $\gamma_C = 1.53614$ | $+2V_C = 81° 34'$ |
| $\alpha_D = 1.52905$ | $\beta_D = 1.53330$ | $\gamma_D = 1.53858$ | $+2V_D = 84° 4'$ |
| $\alpha_E = 1.53213$ | $\beta_E = 1.53640$ | $\gamma_E = 1.54160$ | $+2V_E = 84° 38'$ |
| $\alpha_b = 1.53274$ | $\beta_b = 1.53701$ | $\gamma_b = 1.54224$ | $+2V_b = 84° 28'$ |
| $\alpha_F = 1.53550$ | $\beta_F = 1.53987$ | $\gamma_F = 1.54553$ | $+2V_F = 82° 54'$ |

Die Veränderung der Brechungsexponenten mit steigender Temperatur untersuchte Offret (21) sehr sorgfältig am Oligoklas von Bakerville. Er fand von 0° bis 100° C im Mittel eine Zunahme von

$\alpha$ um 0.00036, $\beta$ um 0.00047, $\gamma$ um 0.00042.
$\gamma - \alpha$ um 0.00007, $\gamma - \beta$ um −0.00004, $\beta - \alpha$ um 0.00011.

Die optische Orientierung der Kalknatronfeldspate, d. h. die Bestimmung der wirklichen Lage ihrer optischen Axen und der Elastizitätsaxen wurde von A. Des Cloizeaux in einer Reihe höchst wichtiger Arbeiten (Mémoire sur les qualités biréfringentes caractéristiques des quatre principaux feldspats tricliniques et sur un procédé pour les distinguer immédiatement les uns des autres. Ann. Chim. et Phys. 4. 1875 (5) und C. R. 80. 1875. 364. — Examen microscopique de l'orthose et de divers feldspats tricliniques. C. R. 82. 1876. 1017. — Nouvelles recherches sur l'écartement des axes optiques, l'orientation de leur plan et de leurs bissectrices et leur divers genres de dispersion, dans l'albite et l'oligoclase. Bull. Soc. min. Fr. 6. 1883. 89. — Oligoclases et andésines, ibidem 7. 1884. 249) zuerst in Angriff genommen. — Mancherlei Unsicherheiten und Mehrdeutigkeiten in Des Cloizeauxs Angaben veranlaßten Max Schuster in einer grundlegenden und noch heute maßgebenden Arbeit „Über die optische Orientierung der Plagioklase.

| | | d | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| r[1]) Albit Schmirn | | — | $\alpha_{na}$ | 1.5291 | $\beta_{na}$ | 1.5340 | $\gamma_{na}$ | 1.5388 | $2V_{na}$ | — | C. Klein (17) |
| r | „ „ | | | 1.5287 | | 1.5331 | | 1.5392 | | 80° 58′ | K. Zimanyi (18) |
| r | „ $Ab_{98}An_2$, Amelia Co. Va. | 2.618 | $\alpha$ | 1.5285 | $\beta$ | 1.5321 | $\gamma$ | 1.5387 | | 77° 39′ | Fr. Becke (25) |
| r | „ „ „ „ | | $\alpha_{na}$ | 1.5292 | $\beta_{na}$ | 1.5331 | $\gamma_{na}$ | 1.5393 | | 76° 36′ | C. Viola (15) |
| r | „ Wallhornthörl, Prägraten | | | 1.5300 | | 1.5338 | | 1.5401 | | | „ |
| r | „ Kramkogl, Rauris | | | 1.5293 | | 1.5340 | | 1.5390 | | 88° 6′ | „ |
| r | „ Lakous, Kreta | | | 1.5290 | | 1.5333 | | 1.5386 | | 84° 4′ | „ |
| r | „ Carrara | 2.61 | | 1.5282 | | 1.5323 | | 1.5389 | | 76° 55′ | „ (14) |
| r | „ Olgiasca, Lago di Como[8]) | | | 1.5285 | | 1.5316 | | 1.5386 | | | Em. Repossi (35) |
| r | „ „ „ [9]) | | | 1.5321 | | 1.5352 | | 1.5409 | | | „ |
| r | Oligoklasalbit, $Ab_{87}An_{13}$, Soboth[2]) | 2.639 | $\alpha$ | 1.5333 | $\beta$ | 1.5368 | $\gamma$ | 1.5417 | | 84° 23′ | Fr. Becke (18) |
| r | „ „ „ „ [3]) | | | 1.5337 | | 1.5376 | | 1.5429 | | | „ |
| r | „ Cala Francese, Sardinien | | $\alpha_{na}$ | 1.5315 | $\beta_{na}$ | 1.5351 | $\gamma_{na}$ | 1.5408 | | 80° 58′ | C. Riva (19) |
| r | Oligoklas, $Ab_6An_1$, Bamle | 2.644 | $\alpha$ | 1.5346 | $\beta$ | 1.5385 | $\gamma$ | 1.5433 | | 86° 52′ | Herm. Tertsch (20) |
| r | „ „ „ | | $\alpha_{na}$ | 1.534 | $\beta_{na}$ | 1.538 | $\gamma_{na}$ | 1.542 | | | Michel-Lévy u. A. Lacroix (17) |
| p | „ $Ab_4An_1$, Mexico,[4]) $Ab_{80}An_{20}$ | 2.640—2.645 | | 1.5373 | | 1.5415 | | 1.5457 | | 90° | nahezu F. Fouqué (22) |
| r | „ Val Lenasco | | | 1.531(3) | | 1.535(1) | | 1.539(1) | | | G. Linck (19) |
| r | „ Cala Francese | | | 1.5363 | | 1.5403 | | 1.5448 | | 86° 22′ | C. Riva (19) |
| r | „ Val Dombastone | | | 1.537(1) | | 1.542(5) | | 1.544(9) | | | G. Linck (19) |
| p | „ $Ab_{3.5}An_1$, Bakersville | | | 1.5389 | | 1.5431 | | 1.5469 | | 91° 44′ | Offret (21) |
| r | „ „ „ | 2.649 | $\alpha$ | 1.5388 | $\beta$ | 1.5428 | $\gamma$ | 1.5463 | | 92° 56′ | Herm. Tertsch (20) |
| r | „ $Ab_2An_1$, Twedestrand | 2.661 | | 1.5417 | | 1.5458 | | 1.5490 | | 98° 36′ | „ |
| r | Andesin, Roche Sauve, Privas, Ardèche ($Ab_{60}An_{40}$) | 2.655—2.660 | $\alpha_{na}$ | 1.549 | $\beta_{na}$ | 1.553 | $\gamma_{na}$ | 1.556 | | | Michel-Lévy u. A. Lacroix (17) |
| p | Labrador[5]) „ „ „ „ | 2.688—2.690 | | 1.5548 | | 1.5578 | | 1.5625 | | 80° 40′ | F. Fouqué (22) |
| r | Labradorit, Küste Labrador | | | 1.554 | | 1.557 | | 1.562 | | | „ |
| p | Labradorit, $Ab_{50}An_{50}$, Sa. Lucia, Pico, Lava von 1718 | 2.695 | | 1.5545 | | 1.5589 | | 1.5634 | | 77° 36′ | „ |
| p | „ „ $Ab_{45}An_{55}$, Pico, Azoren | 2.6902—2.7097 | | 1.5562 | | 1.5582 | | 1.5631 | | 77° 38′ | „ |
| p | „ „ [7]) $Ab_{50}An_{50}$, Pico, Lava von 1720 | 2.693—2.707 | | 1.5556 | | 1.5563 | | 1.5631 | | 78° | „ |
| p | Bytownit, Capello, ($Ab_{43}Ab_{57}$), Fayal, Azoren | 2.705—2.715 | | 1.5611 | | 1.5639 | | 1.5689 | | 77° | „ |
| p | „ [6]) ($Ab_{42}An_{58}$) Vellas, San Jorge, Azoren | 2.6875—2.7204 | | 1.5597 | | 1.5628 | | 1.5677 | | 76° 16′ | „ |
| p | „ ($Ab_{15}An_{85}$) Basseyre, Hte Loire | 2.698 | | 1.5617 | | 1.5647 | | | | 76° 10′ | „ |
| p | Anorthit, Vesuv, $Ab_1An_{10}$ | 2.74—2.75 | | 1.5757 | | 1.5837 | | 1.5884 | | 102° 42′ | „ |
| r | „ „ | | | 1.5756 | | 1.5835 | | 1.5885 | | 103° 29′ | C. Klein (23) |
| r | „ „ | | | 1.5752 | | 1.5833 | | 1.5884 | | 105° 4′ | C. Viola (24) |
| r | „ St. Clément, Puy de Dôme | 2.736—2.749 | | 1.574 | | 1.581 | | 1.586 | | | Michel-Lévy u. A. Lacroix (17) |

[1]) r bedeutet Messung durch Totalreflexion, p Messung an Prismen.
[2]) Bestimmt an Spaltflächen nach P.
[3]) Bestimmt an Spaltflächen nach P, die aber abgeschliffen und mit Englischrot poliert waren.
[4]) $\alpha_{rot} = 1.5358$, $\beta_{rot} = 1.5399$, $\gamma_{rot} = 1.5436$. [5]) $\alpha_{rot} = 1.5517$, $\beta_{rot} = 1.5546$, $\gamma_{rot} = 1.5594$.
[6]) 1.5567 1.5602 1.5647. [7]) 1.5528 1.5555 1.5601.
[8]) Auf (010) Auslöschungsschiefe = + 19°, auf (001) + 4°.3.
[9]) Auf (010) Auslöschungsschiefe = + 16°, auf (001) + 2°.5.

T. M. P. M. 3. 1880. 117 einen festen Boden zu schaffen, von dem aus das schwierige Problem behandelt werden konnte. Eine Fülle von wichtigen Tatsachen lieferte die systematische, und ebenso wie bei Max Schuster auf sicherer chemischer Unterlage aufgebauten Arbeit von F. Fouqué, Contributions à l'étude des feldspats des roches trincliniques. Bull. Soc. min. Fr. 17. 1894. Durch die scharfsinnigen und mühsamen Untersuchungen von Fr. Becke, E. von Fedorow, C. Klein, Herm. Tertsch, C. Viola, E. A. Wülfing u. a. wurde der Umfang unserer Kenntnisse von der optischen Orientierung der Kalknatronfeldspate derart gefördert, daß diese Mineralgruppe heute als eine in optischer Beziehung wohlbekannte bezeichnet werden darf. Die theoretische Seite des Problems wurde seit den Untersuchungen von Des Cloizeaux und Max Schuster besonders durch A. Michel-Lévy, E. Mallard, Wallérant, Fr. Becke und C. Viola beleuchtet und erhellt. Die

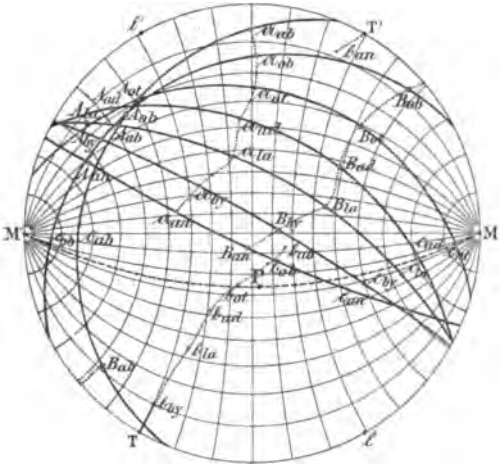


Fig. 184.

mannigfache und erfolgreiche Verwendung der durch die optische Orientierung bedingten Phänomene der Auslöschungsrichtungen in den wichtigen Zonen und auf den wichtigen Flächen im parallelen, der Interferenzfiguren im konvergenten Lichte, der gleichen Beleuchtung und gleichzeitigen Auslöschung der Zwillingslamellen und der Lichtbrechungsverhältnisse zur Unterscheidung der verschiedenen Feldspate verdanken wir Max Schuster, Michel-Lévy, Fr. Becke und E. von Fedorow in erster Linie.

Die Abhängigkeit der optischen Orientierung der Kalknatronfeldspate von deren Mischungsverhältnis aus Ab und An, insbesondere die Stetigkeit in der Änderung der Lage der optischen Axen, ihrer Ebene und ihres Winkels und damit auch die Regelmäßigkeit in der Änderung der Lage der Elastizitätsaxen zeigt in anschaulichster Weise Fig. 184. Sie gibt die Lage der optischen Axen (A und B) und der Elastizitäts-

axen a, b, c in den 7 Feldspaten, welche zur Berechnung der Bestimmungsdiagramme Taf. XIV—XX ausgewählt wurden. Es sind der Albit von Amelia Co. ($Ab_{95}An_5$) nach den Angaben von F. Becke (in der Figur durch ab kenntlich gemacht, der Oligoklasalbit ($Ab_{86}An_{14}$) von Bamle (in der Figur mit der Bezeichnung ob) nach Herm. Tertsch, der Oligoklas ($Ab_{75}An_{25}$) von Twedestrand (ot in der Figur) nach demselben, ein Andesin ($Ab_{63}An_{37}$), welcher durch Interpolation aus Oligoklas von Twedestrand und Labradorit von der Paulsinsel berechnet wurde, weil es an einer brauchbaren Bestimmung eines Andesins in der Literatur bisher fehlt (in der Figur ad), der Labradorit ($Ab_{50}An_{50}$) von der Paulsinsel nach Messungen von E. A. Wülfing (in der Figur la), der Bytownit ($Ab_{25}An_{75}$) von Närödal nach freundlichst mitgeteilten Bestimmungen von Herrn F. Becke (in der Figur by) und der Anorthit vom Vesuv (in der Figur an) nach den Bestimmungen von F. Becke und E. A. Wülfing. Die Figur 184, wie alle im zweiten Teile dieses Buches enthaltenen Projektionsbilder von monoklinen und triklinen Krystallen, hat als Projektionsebene den horizontalen Schnitt durch das Prisma.

Eine größere Anzahl von Bestimmungen der Lage der optischen Axen bei den Kalknatronfeldspaten — es werden so ziemlich alle in der Literatur bekannten sein, gibt die Tabelle auf S. 342 und 343. Der Austrittspunkt der Axen und Bisektricen ist durch zwei Winkel ($\lambda$ und $\varphi$) gegeben, welche der geographischen Länge und Breite, bzw. dem Azimut und der Höhe astronomischer Ortsangaben am Himmelsgewölbe entsprechen. Man erkennt aus diesen Angaben und sieht auf der Fig. 184, daß die Axen A bei allen Plagioklasen auf Flächen von abgeleiteten Tetartopyramiden des hinteren linken oberen Oktanten ($\bar{h}\bar{k}l$) austreten, deren Pole sich in einem Kleinkreis von wenig mehr als 10° Durchmesser scharen. Die Axen B gruppieren sich angenähert auf einem Großkreise, welcher den Winkel des vertikalen und horizontalen Durchmessers der Projektion beinahe halbiert. — Sehr bequem für die Erforschung der optischen Verhältnisse von Kalknatronfeldspaten ist es, daß die für Albit, Oligoklasalbit und Labrador positive, für Oligoklas, Bytownit und Anorthit negative Bisektrix c bei allen Ca-Na-Feldspaten angenähert in der Zone M : P austritt, und zwar so, daß man bei Albit und Oligoklasalbit die spitze Kante P : M bei den basischeren Oligoklasen, Andesinen, Labradoriten, Bytowniten und Anorthiten die stumpfe Kante P : M anschleifen muß, um das Interferenzbild beider Axen zu erhalten. Bei einem bestimmten Oligoklas muß die Bisektrix c senkrecht auf einer dem Brachypinakoide sehr benachbarten Fläche stehen.

Die für die mikroskopische Bestimmung der Kalknatronfeldspate wichtigen Erscheinungen, die sich aus diesen Verhältnissen ergeben, werden unter dem Abschnitt Diagn. ihre Besprechung finden.

Die Axen- und Bisektricendispersion der Kalknatronfeldspate ist im allgemeinen nicht beträchtlich und kommt bei der üblichen Dicke mikroskopischer Präparate und der um 90° schwankenden Größe der Axenwinkel nur verhältnismäßig selten zur Verwendung. Die auf

die Dispersion der optischen Axen sich beziehenden Angaben finden sich auf der Tabelle S. 343. Über die Bisektricendispersion liegen besonders Beobachtungen von A. Des Cloizeaux, Max Schuster und Fr. Becke in der früher zitierten Literatur vor. Danach sind die Erscheinungen fast immer lebhafter an der mit B bezeichneten Axe, als an der Axe A. Die folgenden Angaben beziehen sich immer auf die Verhältnisse im konvergenten Lichte bei Präparaten senkrecht zur Bisektrix c. Der Albit besitzt herrschend geneigte, schwach horizontale und sehr schwach gekreuzte Dispersion. An der Axe A mit vorwiegend geneigter Dispersion liegt in der Parallelstellung (Axenebene und Nicolhauptschnitt parallel) oberhalb und unterhalb des Axenbalkens Blau, in der Diagonalstellung (Axenebene und Nicolhauptschnitt unter 45° geneigt) auf der konvexen und konkaven Seite der Hyperbel Blau, während an der Axe B die horizontale Dispersion besonders hervortritt mit Blau oberhalb, schwach Rot unterhalb des Axenbalkens in der Parallelstellung und mit Blau auf der konvexen Seite der Hyperbel in der Diagonalstellung. — Bei Oligoklas $Ab_{75}An_{25}$ von Twedestrand erscheint herrschend gekreuzte, nur wenig merklich geneigte Dispersion; die horizontale ist nicht erkennbar. Die Axe A mit matteren Farben hat in der Parallelstellung Rot am inneren, Blau am äußeren Rande des ersten Axenringes oberhalb und unterhalb des Axenbalkens, in der Diagonalstellung Blau an der konvexen, Rot an der konkaven Seite der Hyperbel, während die lebhafter gefärbte Axe B in der Parallelstellung über den Axenbalken Blau, unter demselben schwach Rot, in der Diagonalstellung Blau auf der konvexen Seite der Hyperbel unten, Rot auf ihrer konkaven Seite oben hat. — Auch der Andesin (St. Raphael) hat ausgesprochene gekreuzte Dispersion zumal an der Axe B. — Bei Labradorit ist ausgesprochen und stark gekreuzte Dispersion[1]) um die Bisektrix c zu beobachten, während die geneigte und horizontale nicht deutlich zur Wahrnehmung gelangen und die Axendispersion sehr schwach ist mit $\varrho < v$ bei Labradorit von Ojamo ($2H_{rot} = 85° 4'$, $2H_{grün} = 85° 24'$), mit $\varrho > v$ bei Labradorit von der Paulsinsel ($2H_{rot} = 84° 19'$, $2H_{grün} = 83° 49'$) nach Max Schuster. — Der Anorthit vom Vesuv (mit $2H_{rot} = 114° 10'$, $2H_{grün} = 114° 47'$) nach M. Schuster, hat schwach $\varrho > v$ und zeigt nur unmerkliche und nicht sicher zu deutende Dispersion der Bisektricen.

Reakt.: Alle Kalknatronfeldspate schmelzen v. d. L. zu farblosem oder weißlichem Glase um so schwieriger, je Ca-reicher sie werden, die Na-reichen unter intensiver Gelbfärbung der Flamme. Die Schmelzpunkte liegen nach Doelter zwischen 1160° bei Albit aus Norwegen und 1215° bei Anorthit vom Vesuv, nach Alb. Brun für Periklin von Viesch bei 1250°, bei Oligoklas von Frederiksvärn bei 1260°, bei Andesin von St. Raphael, Var, bei 1280°, für Labrador von Kiew (3) bei

[1]) Die Bisektricendispersion ist stark genug, um oft zu wenig vollkommener Auslöschung im parallelpolarisierten Lichte zu führen.

| | A | | B | | a | | c | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $\varphi$ | $\lambda$ | $\varphi$ | $\lambda$ | $\varphi$ | $\lambda$ | $\varphi$ | $\lambda$ |
| Albit, Schmirn | −48° | +64° | −48°.5 | −79° | −12′ | +82°.5 | −74°.75 | −7 |
| „ Amelia Co. Va. $Ab_{98}An_2$ | −49°.5 | +64°.75 | −47°.9 | −78°.8 | −0°.9 | +83°.3 | −74°.7 | −9°.9 |
| „ Fundort? | −47° | +65° | −48° | −77° | +1° | +84° | −73° | −5° |
| „ Modane $Ab_{100}An_0$ | −47°.5 | +65° | −49° | −76° | +1° | +83° | −74° | −4° |
| „ Amelia Co. Va. $Ab_{95}An_5$ | −41°.5 | +59°.5 | −47° | −60° | +3° | +88° | −62°.5 | +4° |
| „ Wallhornthörl, Prägraten | −45°.5 | +57°.5 | −52° | −80°.5 | +4°.75 | +77° | −72° | −0.5 |
| „ Kramkogl. Rauris ($Ab_{98}An_2$ etwa) | −40° | +64° | −47° | −81° | +4°.75 | +81°.33 | −73° | +1° |
| „ Lakous, Kreta | −43°.5 | +77° | −47°.5 | −77°.5 | +1°.5 | +88° | +87°.5 | +2° |
| „ Carrara | −58° | +62° | −41°.5 | −87°.5 | | | | |
| Oligoklasalbit, Sobboth $Ab_{87}An_{13}$ | −46°.5 | +66°.5 | +47°.5 | +86°.5 | +0°.5 | +76°.5 | −80°.5 | −11°.5 |
| „ Wilmington $Or_7Ab_{79}An_{14}$ | −45°.6 | +66°.9 | +47°.9 | +85°.9 | +1°.2 | +75°.3 | −81°.9 | −8°.1 |
| Oligoklas, Bamle $Ab_{86}An_{14}$ | −44° 58′ | +67° 58′ | +47° 9′ | +83° 53′ | +1° 6′ | +75° 36′ | −82° 28′ | − 6° 35′ |
| „ Bakersville $Ab_{78}An_{22}$ | −42° 4′ | +70° 24′ | +44° 59′ | +69° 39′ | +1° 23′ | +70° 3′ | −88° 30′ | +85° 29′ |
| „ „ | −52° | +63°.5 | −52°.5 | −82°.5 | +1° | +80°.5 | −77° | −15° |
| „ Twedestrand $Ab_{75}An_{25}$ | − 39° 48′ | +70° 50′ | +40° 56′ | +59° 23′ | +0° 36′ | +65° 10′ | +83° 17′ | − 29° 42′ |
| Oligoklas $Ab_{80}An_{20}$ | −44° | +70° | +46° | +70° | +1° | +70° | −89° | +1° |
| „ [11]) $Ab_{75}An_{25}$ | −41°.5 | +70° | +41° | +60°.5 | +0°.5 | +65° | +84°.5 | −30° |
| Andesin[11]) $Ab_{62}An_{38}$ | −46°.5 | +72°.5 | +39° | +41°.5 | −4°.5 | +57° | +84° | −25° |
| Labradorit[11]) $Ab_{50}An_{50}$ | −58°.5 | +80° | +39° | +20°.5 | −9°.5 | +45°.5 | +64° | −25°.5 |
| „ Labrador $Ab_{50}An_{50}$ | −53° | +80° | +37° | +20°.5 | −8° | +42° | +67° | −30° |
| „ [11]) S Jorge, Fayal $Ab_{43}An_{57}$ | −54°.5 | +85°.5 | +25° | +10° | −18° | +38°.5 | +52° | −26°.5 |
| Bytownit, Koisutal, Turkestan $Ab_{40}An_{60}$ | −52°.5 | +80° | +22° | +2° | −20°.5 | +28° | +52° | −32° |
| „ Pessegowsche Hütte, Ostsibirien $Ab_{35}An_{65}$ ca. | −53° | +69° | +12° | −2° | −24°.5 | +24° | +39° | −39° |
| „ Närödal $Ab_{28}An_{72}$ | −56° | +64° | +12°.7 | +1°.8 | | | | |
| Anorthit, Vesuv | −56° | +70° | 0° | −6°.5 | −34° | +19° | +39° | −38°.5 |
| „ „ | −54° | +62°.5 | 0° | −6°.5 | −31° | +19° | +40° | −39° |
| „ „ | − 59° | +62°.5 | +3° | −7° | −31°.5 | +15° | +44° | −37° |
| „ „ | − 62° | +57° | −1°.5 | −5°.6 | −35° | +13° | +45° | − 33°.5 |
| „ „ | −67° | +54° | −2° | −2°.5 | −36°.8 | +12° | +46°.8 | −26° |
| „ „ | −63°.25 | +57°.9 | −2°.6 | −6°.2 | −36°.6 | +12°.5 | +43°.3 | − 33° |
| „ „ | −63°.5 | +57°.8 | −2°.0 | −6°.1 | −36°.4 | +12° | +44° | −33° |

[1]) $A_P$ und $A_M$ sind die Auslöschungsschiefen auf P (001), bez. M (010) gemessen gegen die Kante P/M im Sinne von Max Schuster Fig. 175. Berechnete Werte sind eingeklammert.

[2]) Nach M. Schuster.

[3]) $AB_a$ ist der Winkel zwischen den beiden ungleichen Axen eines Albitzwillings.

[4]) Nach Des Cloizeaux.

[5]) 75° nach Des Cloizeaux und Fouqué.

1370°, bei Anorthit von Idzu, Japan, bei 1490°—1520°. — Auf die Verwendbarkeit der Flammenfärbung schmelzender Ca-Na-Feldspate zu ihrer Bestimmung hatte bereits Bunsen in seinen „Lötrohrversuchen" und „Flammenreaktionen" hingewiesen und J. Szabo (36) hat eine konsequent durchgeführte Methode der Bestimmung des $Na_2O$-Gehaltes derselben auf die Färbung der Bunsenflamme beim Schmelzen von kaum 1 cbmm großen Körnchen am Platindraht in Verbindung mit der größeren oder geringeren Schmelzbarkeit aufgebaut.

Von HCl werden die saureren Feldspate herab bis zum Andesin selbst in der Hitze nicht, der Labradorit nur wenig angegriffen; dagegen werden Anorthit und Bytownit unter Abscheidung von Kieselgallerte zersetzt. Selbst im Dünnschliff läßt sich dieses Verhältnis benutzen, um bei zonar gebauten Plagioklasen durch Behandlung mit Salzsäure und darauf folgende Tinktion die kalkreichen Kerne und Schalen von den saureren Schalen zu unterscheiden. — Flußsäure zersetzt alle Feldspate im Pulver und im Dünnschliff leicht unter Bildung von Kieselfluoriden der Alkalien, des Kalkes und der Tonerde. Aus den relativen Mengen

| $A_P$ [1]) | $A_m$ [1]) | $AB_a$ [2]) | $+2V_{na}$ | Dispersion über c | |
|---|---|---|---|---|---|
| $+3°\,54'$ [3]) | $+17°\,54'$ [3]) | | | | F. Becke (25) |
| $+4°$ ($+3.2$) | $+20°$ ($19°.8$) | $23°\,30'$ ($23\,50'$) | $77°\,39'$ | | „ |
| | | | | | E. von Fedorow (26) |
| $+3°$ bis $+4°$ [4]) | $+18°\,34'$ bis $+20°\,46'$ [4]) | | $78°$ [5]) | | A. Michel-Lévy (28) |
| $+3°\,20'$ [6]) | $+18°\,43'$ [7]) | | $76°\,36'$ | $\varrho < v$ | C. Viola (15) |
| | | | $76°\,50'$ | $\varrho > v$ | „ |
| | | | $88°\,6'$ | $\varrho < v$ | „ |
| $+3°\,34'$ [8]) | $+19°$ [9]) | | $84°\,4'$ | $\varrho < v$ | „ (27) |
| | | | $76°\,55'$ | | (14) |
| $+2°\,5'$ ($+1°\,54'$) [10]) | $+12°\,56'$ ($+13°$) | $14°$ | $84°\,23'$ | | Fr. Becke (18) |
| $+2°.5$ ($+2°$) | $+12°\,18'$ ($+12°$) | $12°$ | $85°\,17'$ | $\varrho < v$ | „ |
| $+2°\,18'$ ($+1°\,43'$) | $+11°$ ($+12°\,16'$) | $11°\,4'$ | $86°\,52'$ | | Herm. Tertsch (20) |
| $+1°$ ($+1°\,33'$) | ($+6°\,32'$) | | $92°\,56'$ | | „ |
| $1°$ | $20°$ | | $77°\,4'$ | $\varrho > v$ | C. Viola (15) |
| $+0°35'$ bis $+1°$ ($+1°2'$) | $+2°$ bis $+4°\,30'$ ($+1°\,36'$) | $8°\,14'$ | $98°\,36'$ | | Herm. Tertsch (20) |
| ($+1°$) | ($+6°$) | | $90°$ ca. | | A. Michel-Lévy (28) |
| ($+0.25$) | ($+1°$) | | $97°$ ca. | | „ |
| ($-2°.5$) | ($-7°$) | | $90°$ ca. | | „ |
| ($-5°$) | ($-14°$) | | $75°$ | | „ |
| | $-15°.5$ | | $80°$ | | E. von Fedorow (33) |
| ($-9°$) | ($-17°$) | | $78°$ | | A. Michel-Lévy (28) |
| $-9°$ | | | $85°$ | | E. von Fedorow (33) |
| $-15°$ | $-24°$ | | $92°.5$ | | „ |
| | | | | | F. Becke (34) |
| | $-36°$ | | $107°\,56'$ | | E. von Fedorow (29) u. Becke (31) |
| | | | $108°$ | | „ (26) „ |
| ($-31°$) | ($-37°$) | | $98°$ | | A. Michel-Lévy (28) |
| | | | $103°\,6'$ | | C. Viola (24, 30) |
| | | | $103°\,29'$ | $\varrho > v$ | C. Klein (23) und F. Becke (31) |
| $-40°.1$ ($-40°.0$) | $-37°.6$ ($-38°.2$) | | $103°\,42'$ | | F. Becke (32) |
| | | | $103°\,48'$ | | E. A. Wülfing (32) |

[6]) Mittel aus $1°\,25$ bis $5°.75$.
[7]) Mittel aus $15°.75$ bis $22°.25$.
[8]) Mittel aus $2°$ bis $5°.75$.
[9]) Mittel aus $16°$ bis $23°$.
[10]) Nach M. Schuster in Na-Licht $A_P = +2°\,29'$, $A_m = +11°\,44'$ bis $+11°\,36'$.
[11]) Nach Angaben von Des Cloizeaux und Fouqué konstruiert.

des auskrystallisierenden Kieselfluorkaliums, Kieselfluornatriums und Kieselfluorcalciums läßt sich eine Vorstellung von der Natur des vorhandenen Feldspates gewinnen.

Diagn.: Zu den Unterscheidungsmerkmalen der Feldspate von anderen farblosen Mineralien mit niedriger Licht- und Doppelbrechung, welche bei dem Orthoklas (S. 305) angeführt wurden, tritt bei den Kalknatronfeldspaten als besonders wichtig die zwar nicht allgemein vorhandene, aber doch außerordentlich häufige polysynthetische Zwillingsbildung hinzu. Diese dient auch, wo sie vorhanden ist, zur Unterscheidung von Orthoklas, Mikroklin und den Anorthoklasen. In den Fällen, wo die polysynthetische Zwillingsbildung bei den Kalknatronfeldspaten fehlt oder bei den Anorthoklasen vorhanden ist, liefert die höhere Lichtbrechung und die höhere Doppelbrechung eine um so sicherere Unterscheidung, je Ca-reicher der Plagioklas ist. Von ganz besonderer Bedeutung wird dieser Unterschied bei den so außerordentlich häufigen mikroperthitischen Verwachsungen der verschiedenen Feldspate (Bd. I. 2. Taf. X, Fig. 4—6).

Ebenso kann man sich nach den oben mitgeteilten Zahlenwerten des Eigengewichtes zur Unterscheidung der Kalknatronfeldspate von den Kalkfeldspaten und den Anorthoklasen bedienen.

Innerhalb der Reihe der Kalknatronfeldspate benutzt man bei der mikroskopischen Bestimmung der einzelnen Glieder außer der Lichtbrechung besonders die Lage der Auslöschungsrichtungen auf bekannten Flächen und in bekannten Zonen, sowie die Lage dieser Richtungen zueinander in Zwillingslamellen nach dem Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz unter gleichzeitiger Benutzung der Interferenzerscheinungen im konvergenten Lichte. Bei der Wichtigkeit des Gegenstandes sei den hier zur Verwendung kommenden Methoden ein eigener Abschnitt gewidmet.

1. Bestimmung der Feldspate nach dem Brechungsvermögen: Man bedient sich bei dieser Methode der Lage der Beckeschen Lichtlinie an der Grenze verschieden stark lichtbrechender und mit senkrechter Grenze aneinander stoßender Medien. Man wolle hierüber in Bd. I. 1 den § 139 S. 263 und für die Anwendung zur Bestimmung eines mit Quarz sich berührenden Feldspates den § 140 S. 268 nachsehen. Dort ist mitgeteilt, wie man Labrador, Bytownit und Anorthit zusammengefaßt sofort von allen anderen Feldspaten und wie man dann Albit, Oligoklasalbit, Oligoklas und Andesin voneinander unterscheiden kann. Da bei den Orthoklasen und normalen Sanidinen alle Brechungsexponenten ($\alpha = 1.519$, $\beta = 1.522$, $\gamma = 1.525$) niedriger sind, als bei Albit, so sind auch diese vermittels der Beckeschen Linie leicht zu unterscheiden. Bei den sehr Na-reichen Sanidinen und bei manchen Anorthoklasen erreicht und überschreitet sogar $\gamma$ den Wert von $\alpha$ des Albits; trotzdem bleibt die Unterscheidung durchführbar, da man ja außer $\gamma'$ immer einen zweiten Brechungsexponenten $\alpha'$ zur Vergleichung benutzen kann.

Nun gibt es eine große und wichtige Gesteinsgruppe, die Alkalisyenite und Eläolithsyenite, ihr Ganggefolge und ihre effusiven Äquivalente, in denen Kalkfeldspate, Anorthoklase, Albit und Oligoklasalbit bis herab zum Oligoklas, ja in gewissen Fällen bis zum Andesin nebeneinander auftreten können. Hier ersetzt bis zu einem gewissen Grade der Eläolith und Nephelin mit $\omega = 1.542$, $\varepsilon = 1.537$ den Quarz der granitodioritischen Gesteine. Bei Kalifeldspaten und Anorthoklasen sind alle Brechungsexponenten niedriger als $\varepsilon$ des Nephelins; ferner hat man in der Ausdrucksweise der Tabelle auf S. 269 Bd. I. 1

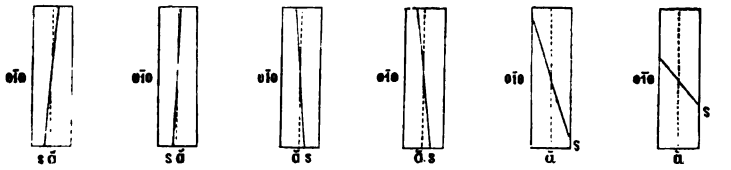
| | in der Parallelstellung | in der Kreuzstellung |
|---|---|---|
| für Albit . . . | $\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ | . . . $\omega > \alpha'$, $\varepsilon \gtrless \gamma'$ |
| „ Oligoklasalbit | $\omega > \gamma'$, $\varepsilon \gtrless \alpha'$ | . . . $\omega > \alpha'$, $\varepsilon < \gamma'$ |
| „ Oligoklas . . | $\omega \gtrless \gamma'$, $\varepsilon < \alpha'$ | . . . $\omega \gtrless \alpha'$, $\varepsilon < \gamma'$ |
| „ Andesin . . | $\omega < \gamma'$, $\varepsilon < \alpha'$ | . . . $\omega < \alpha'$, $\varepsilon < \gamma'$. |

Daß man an die Stelle des Quarzes zur vergleichenden Bestimmung der Brechungsexponenten eine Flüssigkeit von bekanntem Brechungsvermögen setzen kann, wurde Bd. I. 1. S. 270 mitgeteilt. Man kann sich ebenso zur Bestimmung der Feldspate der Schroeder van der Kolkschen Einbettungsmethode bedienen. In der Praxis benutzt man gern die Berührungsstelle der Feldspate mit Canadabalsam am Rande der Dünnschliffe. Der Canadabalsam hat einen zwischen $\omega$ und $\varepsilon$ des Quarzes liegenden Brechungsexponenten, der aber etwas verschieden ist je nach dem Grade der Auskochung, der der Balsam unterworfen wurde. Er sinkt fast bis auf den Wert von $\omega$ des Nephelins (1.542) und steigt bis beinahe etwa 1.550 und erlaubt damit eine sichere Unterscheidung der Alkalifeldspate, des Albits und des Oligoklasalbits einerseits vom Andesin und den noch Ca-reicheren Feldspaten andererseits.

2. Bestimmung der Kalknatronfeldspate nach der Lage der Auslöschungsrichtungen auf bekannten Flächen und in bekannten Zonen. Da bei den triklinen Mineralien keine gesetzmäßige Beziehung zwischen der Lage der optischen Axen und der Krystallform besteht, so gibt es bei ihnen nicht, wie bei den monoklinen Mineralien, eine oder, wie bei den rhombischen Mineralien, drei krystallographische Zonen mit sog. gerader Auslöschung, die notwendig parallel den pinakoidalen oder diagonal halbierend zu den prismatischen Spaltrissen oder Randkanten läge, sondern es ist im allgemeinen auf allen Schnitten trikliner Substanzen eine Auslöschungsschiefe zu konstatieren, deren Betrag man bei den Feldspaten durch den Winkel mißt, welche sie mit Spaltrissen nach P und M oder mit Zwillingsgrenzen macht. Da nun in jeder Fläche zwei Auslöschungsrichtungen vorhanden sind, nach der größten und nach der kleinsten in der Schnittfläche liegenden Elastizitätsaxe, so bedarf es zur eindeutigen Angabe der Auslöschungsrichtungen eines Übereinkommens darüber, ob man die Schiefe nach der Auslöschung parallel der größten oder der kleinsten Elastizitätsaxe in der Fläche messen will. Man hat dazu die Auslöschung nach der größten Elastizität $c'$ gewählt. Diese Auslöschungsschiefen haben alle möglichen, zwischen $0^0$ und $90^0$ liegenden Werte und bedürfen zur vollkommenen Eindeutigkeit noch der Angabe des Drehungssinnes. — Es lag nahe, daß man zuerst diese

2a. Auslöschungsrichtungen auf den Spaltflächen nach P (001) und M (010) untersuchte. Max Schuster hat in der oben zitierten, noch heute unübertroffenen und durch alle späteren Forschungen bestätigten Studie über die optische Orientierung der Plagioklase diese Werte innerhalb gewisser Grenze eindeutig fixiert und ihre hohe Bedeutung auch für die chemische Auffassung der Feldspate dargetan. Denkt man sich einen einfachen Plagioklaskrystall in der konventionell richtigen krystallographischen Stellung, wobei die Basis P auf den Beschauer zu und von links nach rechts fällt, also die spitze Kante P : M oben links, die stumpfe oben rechts liegt, wie in Fig. 175, so kann die Auslöschungsrichtung auf der oberen Fläche von P (001) nach der

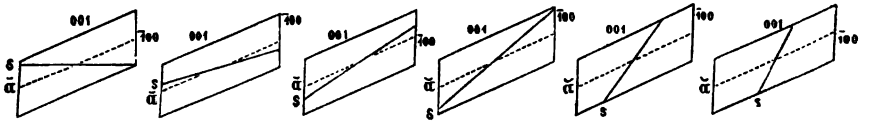
Elastizitätsaxe $\alpha'$ von der Trace der Fläche M (ă in Fig. 185 und 186) entweder im Sinne der Kante P : l oder im Sinne der Kante P : T abweichen. Die Abweigung im ersten Sinne bezeichnet man nach M. Schusters Vorgang als positiv, die im zweiten als negativ. Ebenso kann die Auslöschungsschiefe nach $\alpha'$ auf der rechten Fläche von M (010) entweder so von der Trace von P (ă) abweichen, daß sie im Sinne der Kante M : x (010 : $\bar{1}$01) (Fig. 175 und 186) verläuft oder umgekehrt. Die erste Abweichung heißt wieder positiv, die zweite negativ. Alle Angaben, welche im folgenden mitgeteilt werden, beziehen sich stets auf die obere Fläche von P und auf die rechte Fläche von M in der Stellung der Figur 175.



Albit. Oligoklas. Andesin. Labrador. Bytownit. Anorthit.

Fig. 185.

Bei dem reinen Albit stellte M. Schuster eine zwischen $+4^\circ$ und $+5^\circ$ betragende Auslöschungsschiefe auf P, eine solche von etwa $+19$ auf M fest, bei einem Oligoklas $Ab_3An_1$ $+1^\circ 4'$ auf P, $+4^\circ 36'$ auf M, bei einem Andesin $Ab_3An_2$ auf P $-2^\circ 12'$, auf M $-7^\circ 58'$, bei



Albit. Oligoklas. Andesin. Labrador. Bytownit. Anorthit.

Fig. 186.

Labrador $Ab_1An_1$ auf P $-5^\circ 10'$, auf M $-16^\circ$, bei Bytownit $Ab_1An_3$ auf P $-17^\circ 40'$, auf M $-29^\circ 28'$, bei Anorthit auf P $-37^\circ$, auf M $-36^\circ$. Die Figuren 185 und 186 (s ist jeweils die Lage der Auslöschungsrichtung) zeigen dieses Verhältnis und lassen erkennen, daß die Auslöschungen nach $\alpha'$ mit zunehmendem Kalkgehalt auf beiden Spaltflächen aus der positiven Lage in die negative übergehen und hier immer größere Winkelwerte gegen die Trace der Spaltung nach P und M erreichen. An der Grenze von Oligoklas und Andesin vollzieht sich auf beiden Flächen der Übergang aus positiver in negative Auslöschung und an dieser Stelle muß es also einen Kalknatronfeldspat geben, bei welchem die Auslöschungsschiefe auf P und M und auf allen Flächen der Zone P : M den Wert $0^\circ$ hat.

Jedem Mischungsverhältnis von Albit und Anorthit entspricht hiernach eine bestimmte Lage der Auslöschungsrichtungen auf den Spaltflächen P und M, und wenn die einer Anzahl genau bestimmter Mischungsverhältnisse zugehörigen Auslöschungsschiefen bekannt sind, so läßt sich eine empirische Formel ableiten, beziehungsweise eine Kurve konstruieren, aus welcher die zu jedem beliebigen Mischungsverhältnis gehörigen Auslöschungsschiefen, also auch umgekehrt das zu genau gemessenen Auslöschungsrichtungen zugehörige Verhältnis $Ab_mAn_n$ entnommen werden kann. Diese Kurven wurden von M. Schuster für P und M konstruiert. E. Mallard (37) wies darauf nach, daß unter der Annahme, das Wesen der isomorphen Mischungen liege im Gegensatz zu den chemischen Verbindungen in der mehr oder weniger vollständigen Erhaltung der physikalischen Eigenschaften der isomorph gemischten Substanzen, die physikalischen Eigenschaften einer isomorphen Mischung als Resultierende derjenigen der gemischten Körper aus diesen mathematisch ableitbar sein müssen. Für die Beziehung der Auslöschungsschiefen zu den Mischungsverhältnissen entwickelte er die Relation

$$\operatorname{cotg} 2\alpha, = -\frac{m_1}{m_2} A - B$$

worin $\alpha$, die Winkeldifferenz der Auslöschungsschiefe eines Mittelgliedes und des einen Endgliedes einer isomorphen Mischungsreihe, $\frac{m_1}{m_2}$ das Mischungsverhältnis der Endglieder und A und B Konstante sind. Setzt man in dieser Relation $\cot 2\alpha, = y$ und $\frac{M_1}{M_2} = x$, so hat man die Gleichung der geraden Linie. Die überraschend nahe Übereinstimmung zwischen den von M. Schuster empirisch abgeleiteten und den von E. Mallard nach obiger Formel berechneten Werten läßt keinen Zweifel an der Richtigkeit des Schusterschen Satzes, daß jedem Mischungsverhältnis von Albit und Anorthit eine durch die zur Mischung verbundenen Mengen von Ab und An bedingte Auslöschungsschiefe auf der End- und Längsfläche zukommen. Max Schuster (38) hat alsdann die Konstanten A und B nach den besten Beobachtungen neu berechnet und die den häufigsten Mischungsverhältnissen entsprechenden Auslöschungsschiefen ausgewertet. Er benutzte zur Berechnung der Konstanten die Auslöschungsschiefen $+4^\circ 30'$ auf P, $+19^\circ$ auf M des Albits, $-37^\circ$ auf P, $-36^\circ$ auf M des Anorthits und $-5^\circ 10'$ auf P, $-16^\circ$ auf M des Labradorits $Ab_1An_1$. — Dann sind die Konstanten für die Auslöschungsschiefe auf der Endfläche (001) $A = +2.727$, $B = +0.123$, für diejenige auf der Längsfläche (010) $A = +0.728$, $B = -0.364$.

Wir geben hierunter die Werte für alle nach 5 Molekularprozenten von An fortschreitenden Mischungsverhältnisse der Plagioklasreihe unter

Zufügung des sp. G. und in Figur 187 die Kurven für die Auslöschungen auf P und M der Plagioklase. Auf der Ordinate sind die Auslöschungsschiefen in Graden, auf der Abszisse die zugehörigen Molekularprozente

| | Auslöschungsschiefe auf P | Auslöschungsschiefe auf M | | sp. G. |
|---|---|---|---|---|
| Ab | +4° 30′ | +19° | Albit und Oligoklasalbit | 2.624—2.637 |
| $Ab_{95}An_5$ | +3° 57′ | +16° 53′ | | |
| $Ab_{90}An_{10}$ | +3° 21′ | +14° 25′ | | |
| $Ab_{85}An_{15}$ | +2° 40′ | +11° 33′ | Oligoklas | 2.638—2.664 |
| $Ab_{80}An_{20}$ | +1° 55′ | + 8° 17′ | | |
| $Ab_{75}An_{25}$ | +1° 04′ | + 4° 36′ | | |
| $Ab_{70}An_{30}$ | +0° 07′ | + 0° 36′ | | |
| $Ab_{65}An_{35}$ | −0° 57′ | − 3° 41′ | Andesin | 2.665—2.684 |
| $Ab_{60}An_{40}$ | −2° 22′ | − 7° 58′ | | |
| $Ab_{55}An_{45}$ | −3° 34′ | −12° 08′ | | |
| $Ab_{50}An_{50}$ | −5° 10′ | −16° 00′ | Labrador | 2.685—2.717 |
| $Ab_{45}An_{55}$ | −7° 01′ | −19° 29′ | | |
| $Ab_{40}An_{60}$ | −9° 08′ | −22° 32′ | | |
| $Ab_{35}An_{65}$ | −11° 35′ | −25° 12′ | | |
| $Ab_{30}An_{70}$ | −14° 22′ | −27° 29′ | | |
| $Ab_{25}An_{75}$ | −17° 54′ | −29° 28′ | Bytownit | 2.718—2.737 |
| $Ab_{20}An_{80}$ | −21° 05′ | −31° 10′ | | |
| $Ab_{15}An_{85}$ | −24° 56′ | −32° 38′ | | |
| $Ab_{10}An_{90}$ | −28° 58′ | −33° 54′ | Bytownit-anorthit und Anorthit | 2.738—2.758 |
| $Ab_5An_{95}$ | −33° 03′ | −35° 01′ | | |
| An | −37° | −36° | | |

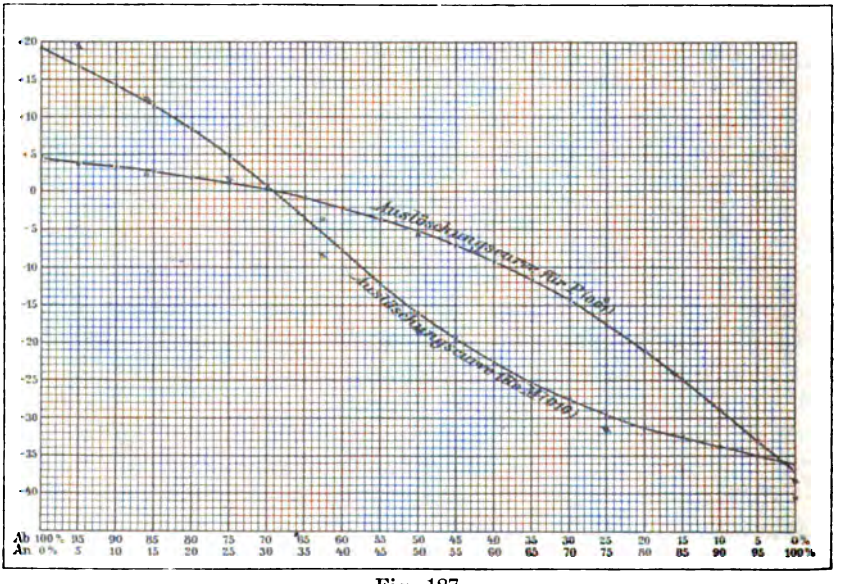



Fig. 187.

der Mischung aufgetragen. Die feinen Punkte auf den Kurven bezeichnen die berechneten Punkte, die kleinen Kreise die Werte der Auslöschungsschiefen auf P, die kleinen Kreise mit Strich ebenso die Werte der Auslöschungs-schiefen auf M für die 7 Mischungsverhältnisse der auf den Tafeln XIV—XX optisch dargestellten Plagioklase. Die Benutzung der Figur 187 für die Bestimmung des Mischungsverhältnisses aus den Auslöschungsschiefen und umgekehrt bedarf keiner Erläuterung. Die kleinen Kreise lassen erkennen, bis zu welchen Grenzen noch Unsicherheiten bestehen. Es ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die von Max Schuster gefundenen Werte für Anorthit zu klein sind, weil er wohl einen nicht ganz reinen Ca-Feldspat, sondern eine Mischung $Ab_5An_{95}$ etwa untersuchte. $-37°.5$ für $A_p$ und $-40°.5$ für $A_m$ durfte der Wahrheit näher kommen.[1])

Tafel und Tabelle zeigen, daß Zweideutigkeit in der Bestimmung des Mischungsverhältnisses vorhanden ist bei bis zu 5° aufsteigenden Schiefen auf P und bis zu 19° aufsteigenden Schiefen auf M, wenn man nicht das Vorzeichen der Auslöschungsschiefe feststellen, also nicht den Winkel P : M messen kann. Im Dünnschliff ist diese Messung nie ausführbar und selbst in losen Spaltflächen wird man sie nicht allzuoft bewerkstelligen können.

---

[1]) An weiteren systematischen Messungen über Auslöschungsschiefe der Plagioklase auf P ($A_p$) und M ($A_m$) sei mitgeteilt nach F. Fouqué (39)

| | Sp. G. | $SiO_2$ % | $A_p$ | $A_m$ | 2V |
|---|---|---|---|---|---|
| Albit, Snarum | 2.610 | | +4° | +20° | |
| „ Modane | 2.624 | 68.2 | +3.5 | +19.5 | −77° |
| „ Schmirn | 2.612 | | +4 | +20 | |
| „ Kirabinsk | 2.619 | 68.5 | +4 | +18 | |
| Oligoklasalbit, Arendal | 2.640 | 63.5 | +1 | +11 | −89° |
| „ Mörefjord | 2.636 | 65.6 | +1 | +11 | −89° |
| „ Colton | 2.640 | 64.8 | +3.5 | +10 | −88° |
| Oligoklas, Guyana | 2.641 | | +1.5 | +6 | +87°.5 |
| „ Buö | 2.640 | 64.3 | +1.5 | +7 | +85°.5 |
| „ Mineral Hill | 2.640 | 63.2 | +2 | +8 | +87°.5 |
| „ Colton | 2.636 | 65 | +2 | +9.5 | ±90° |
| „ Twedestrand | 2.654 | | +1.5 | +3 | +83°.5 |
| „ Kyrkslutt | 2.646 | | +2 | +2 | +84° |
| „ Chateau Richer | 2.655 | | +2 | +7 | +89° |
| „ Salem | 2.645 | 61.3 | +2 | +4 | +88° |
| Andesin, Bodenmais | 2.665 | 58.2 | −3 | −8 | −88° 15′ |
| „ Francheville | 2.680 | 57.2 | −2.5 | −11 | −89° |
| „ St. Raphael | 2.678 | 57 | −2.5 | −9 | −89° |
| „ Marmagne | 2.670 | 55.7 | −2.5 | −11 | −87° |
| „ Rochesauve | 2.685 | 58.7 | −2.5 | −10 | −77° |
| Labrador, Pico | 2.698 | 55.9 | −5 | −20 | −77° 38′ |
| „ Lucia, Pico | 2.695 | 55.4 | −6 | −20 | −77° 36′ |
| Bytownit, S. Jorge | 2.704 | 53.3 | −8 | −21.5 | −76° 16′ |
| „ Fayal | 2.705 | 54.2 | −12.5 | −27 | −79° 40′ |
| „ „ | 2.710 | 53.4 | −12 | −28 | −77° |
| Anorthit, Aetna | 2.748 | 44.1 | −37 | −43 | +77° 55′ |
| „ Somma | 2.745 | 43.96 | −36 | −40 | +77° 18′ |

Da nun die Differenzen in den Auslöschungsschiefen auf der Fläche M größer sind, als auf der Fläche P, so wird man sich fast immer der Fläche M mit größerem Vorteil zur Bestimmung eines Feldspates bedienen. Man erkennt die Fläche in Spaltblättchen und im Dünnschliff daran, daß auf ihr die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz fehlt und überdies zeigt sie im Dünnschliff sehr oft und sehr deutlich das charakteristische sechsseitige Profil (Fig. 188) mit der Begrenzung durch P, x oder y und l oder T sei es im äußeren Umrisse des Durchschnittes, sei es im Schalenbau. Dabei sind x und y leicht an ihrem Winkel gegen P voneinander zu unterscheiden. Die Trace der Fläche P ist kenntlich an den ihr parallel-laufenden feinen Spaltrissen, welche besonders bei starker Abblendung des Lichtes (Senkung des Polarisators oder Zuziehung der Irisblende bei stärkerer Vergrößerung), oft auch an sehr feinen Lamellen nach dem Periklingesetz, und bei den saureren Feldspaten. um die es sich ja wesentlich bei Bestimmung des Vorzeichens der Auslöschung handelt, daran, daß ihr angenähert parallel die größere Elasti-

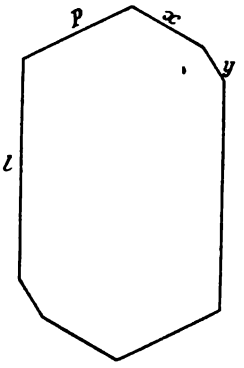


Fig. 188.

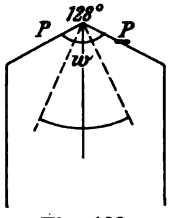


Fig. 189.

zitätsaxe läuft. Kennt man aber die Lage der Tracen von P und x, oder von P und y, so hat die Auslöschung nach a', wie Fig. 188 zeigt, positives Vorzeichen, wenn sie durch den spitzen Winkel der Trace von P mit x oder y, negatives wenn sie durch den stumpfen Winkel der Tracen dieser Flächen geht. — Ebenso ist das Vorzeichen der Auslöschungsschiefe auf M sicher zu bestimmen, wenn neben der Trace von P auch die Trace von l oder T etwa durch Spaltrisse oder durch den Winkel im Profil bekannt ist. In diesem Falle ist die Auslöschung nach a' positiv, wenn sie durch den stumpfen Winkel der genannten Tracen geht und umgekehrt.

Zur Erkennung der Trace von P würde man sich statt der Spaltrisse nach dieser Fläche gegebenenfalls auch der Zwillingslamellierung nach dem Periklingesetz bedienen können, wenn man wüßte, ob die Verwachsungsebene der Basis oder dem rhombischen Schnitt entspräche.

Außerordentlich wertvoll wird die Fläche M für die Bestimmung der Feldspate, wenn ein Karlsbader Zwilling vorliegt (Bd. I. 2, Taf. IX,

Fig. 4), worauf A. Michel-Lévy (27) aufmerksam machte. Die P-Flächen der beiden Individuen schneiden sich (Fig. 189) unter einem rund 128° betragenden Winkel und die Auslöschung der beiden Individuen vollzieht sich symmetrisch zur Zwillingsgrenze. Mißt man den Winkel $\omega$ zwischen den Auslöschungsrichtungen nach $\alpha'$ der beiden Individuen, welcher von der Zwillingsgrenze halbiert wird, so hat derselbe die aus der folgenden Tabelle sich ergebenden und in dem Schema Fig. 190 dargestellten Werte.[1]) Es ist dabei vollständig gleichgültig, ob

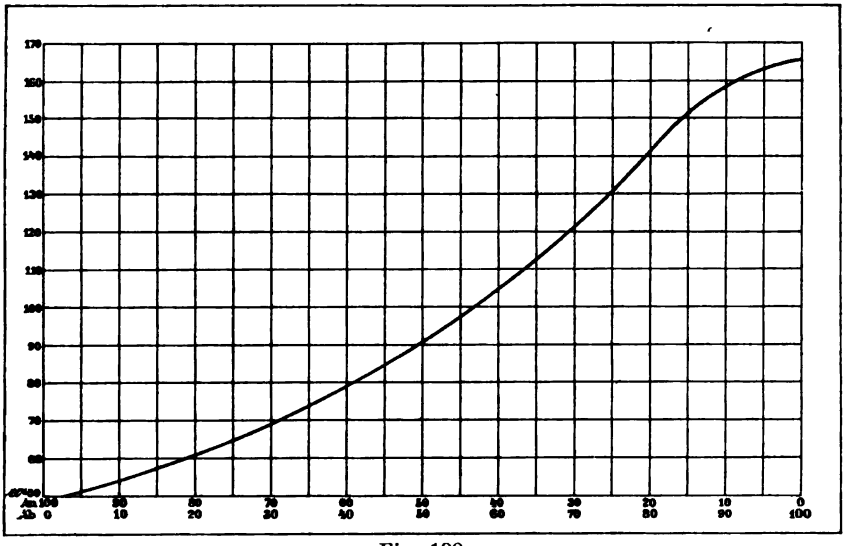


Fig. 190.

die beiden Individuen einfache Krystalle oder Viellinge nach dem Albitgesetz sind, welches in dem Schnitt nach M ja nicht zur Wahrnehmung kommt.

Für Karlsbader Zwillinge der Plagioklase ist auf Schnitten nach M

| | | | |
|---|---|---|---|
| bei Albit $Ab_{95}A_5$ . . . . . | $\omega = 166°$ | $\alpha'$: Kante P/M = | $+19°$ |
| „ Oligoklasalbit $Ab_{86}An_{14}$ . | $= 152°$ | | $+12°$ |
| „ Oligoklas $Ab_{75}A_{25}$ . . . | $= 130°.5$ | | $+1°.5$ |
| „ Andesin $Ab_{63}An_{37}$ . . . | $= 110°.5$ | | $-9°$ |
| „ Labradorit $Ab_{50}$ . . . . | $= 90°.5$ | | $-19°$ |
| „ Bytownit $Ab_{25}An_{75}$ . . . | $= 64°.5$ | | $-32°$ |
| „ Anorthit $Ab_0An_{100}$ . . . | $= 51°$ | | $-38°.5$ |

Ein weiteres Mittel zur Bestimmung des zweifelhaften Vorzeichens der Auslöschungsschiefen auf der Fläche M liefert die Beobachtung im konvergenten Lichte. Die Diagramme XIV—XX zeigen, daß auf der rechten

[1]) Die Kurve wurde unter Zugrundelegung der Max Schusterschen Werte konstruiert. Nimmt man für seinen An die Formel $Ab_5An_{95}$ an, so wäre die Kurve um eine halbe Quadratseitenlänge nach links und um 0.1 derselben nach aufwärts zu verschieben.

Längsfläche des Albits die positive Bisektrix mit geringer Neigung nach der spitzen Kante P : M, bei Oligoklas senkrecht oder mit sehr geringer Neigung nach der stumpfen Kante P : M austritt. Bei Andesin beträgt diese Neigung bereits fast 20° nach oben und links. Bei dem Labradorit erscheint auf der linken Fläche von M nur ein Teil des Balkens der Axe A, nicht diese selbst, mit Teilen des einen Systems von Axenringen und einem kleinen Teil der Lemniskaten, bei Bytownit sieht man nur die Ringe und den Balken der Axe A, aber die Axe selbst nicht, und keine Lemniskaten im Dünnschliff. Bei Anorthit erscheint die Axe A am Rande des Gesichtsfeldes. Alle diese Angaben beziehen sich auf Beobachtung in Luft.

Bei einem Spaltblättchen nach P aus einem verzwillingten Albitkrystall oder einem Durchschnitt nach dieser Fläche im Dünnschliff erscheinen die nach dem Albitgesetz verzwillingten Lamellen im allgemeinen zwischen gekreuzten Nicols in verschiedener Aufhellung, weil sie in verschiedener Richtung gegen ihr Elastizitätsovaloid geschnitten sind. Da aber alle Lamellen mit gerader und ebenso die mit ungerader Ordnungszahl (Fig. 178 und 179) je in derselben Richtung getroffen sind, so zeigen alle geraden und alle ungeraden je die gleiche Helligkeit. Man hat also das Bild einer verschiedenfarbigen Lamellierung, welches so überaus charakteristisch für die Plagioklase ist (Bd. I. 2, Taf. XII. Fig. 1). Dreht man das Präparat in seiner Ebene um einen bestimmten, von dem Mischungsverhältnis des Plagioklases abhängigen Winkel nach links oder rechts gegen einen Nicolhauptschnitt, so wird in dem einen Lamellenzuge dunkel eintreten. Drehte man um den gleichen Winkel im entgegengesetzten Sinne, so würde der andere Lamellenzug dunkel erscheinen. Bei einem Spaltblättchen können nicht gleichzeitig die P-Flächen beider Lamellenzüge aufliegen und in einem Dünnschliff können nicht beide Lamellenzüge gleichzeitig nach ihren Endflächen getroffen sein. Die durch diesen Umstand bedingten kleinen Abweichungen hindern nicht, daß man am bequemsten die Auslöschungsschiefe auf den Endflächen dadurch mißt, daß man das Dunkelheitsmaximum beider Lamellenzüge nach links und rechts von der Zwillingsgrenze abliest und den so gefundenen Wert halbiert. Erwiese sich die Auslöschungsschiefe für beide genau gleich nach links und rechts, so würde das beweisen, daß der Schnitt nicht parallel P, sondern senkrecht zur Zwillingsebene M läge. Untersucht man nun eine Anzahl solcher basalen Schnitte in einem Gestein, oder in Spaltblättchen der Plagioklase eines solchen, so wird man sehr oft Lamellen finden, welche weder mit dem einen noch mit dem anderen Lamellenzuge dieselbe Interferenzfarbe und Auslöschung haben, trotzdem sie nach demselben Zwillingsgesetz eingeschaltet scheinen. Diese Lamellen gehören alsdann einem in Zwillingsstellung nach dem Karlsbader Gesetz befindlichen Lamellenzuge an, der natürlich, wie Fig. 183 zeigt, nicht nach P, sondern ungefähr nach x getroffen wurde. Innerhalb dieser, dem Karlsbader Gesetze gehorchenden, Lamellen werden sich wieder zwei Züge unterscheiden lassen, die als nach dem Albitgesetz

geordnet, wieder annähernd symmetrisch zur Zwillingsebene hüben und drüben auslöschen. Taf. X, Fig. 2 zeigt diese Verhältnisse deutlich in der Helligkeit der verschiedenen Lamellen. — Gleichzeitig vorhandene Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz würden nahezu senkrecht die Albitlamellen durchkreuzen und zwei Züge darstellen, von denen je einer sehr annähernd mit einem Zuge der Albitlamellen gleichzeitig die Dunkelstellung erreicht, da die beiderlei Zwillingsaxen nur wenig voneinander abweichen. Man erkennt dann die nach dem Albitgesetz verzwillingten Lamellen daran, daß ihrer Längsrichtung zunächst die Axe größerer Elastizität a' liegt, während in den Periklinlamellen die Axe kleinster Elastizität c' der Längsrichtung zunächst liegt.

Die Erkennung der Fläche P in einem Dünnschliff ist weit schwieriger als die Erkennung der Fläche M und von allen den Hilfsmitteln, welche bei der Fläche M angegeben wurden, ist hier keines zu verwenden. Man ist durchweg auf die Benutzung von Spaltblättchen angewiesen. Diese lassen sich aber selbst von den Feldspaten recht feinkörniger Gesteine und von den kleinen Einsprenglingen der Ergußgesteine erhalten, wenn man die Gesteine zunächst mit dem Hammer in Scherben zerkleinert und diese dann in einem eisernen Mörser oder besser in der Achatschale zerstampft, indem man auf das Pistill mit einem hölzernen Hammer schlägt. Um das Fortspringen des Pulvers zu verhindern, bindet man über die Achatschale ein Stück Leder oder Tuch, in welches man ein Loch für das Pistill geschnitten hat, oder bedient sich des Bd. I. 1, S. 29, Fig. 13 beschriebenen Apparates. Reiben mit dem Pistill muß man sorgfältig vermeiden. Dann siebt man das Pulver durch ein Metallsieb mit 0.5 mm Maschenweite und schlämmt den durch das Sieb gegangenen Teil des Pulvers mit Wasser, um den feinen Staub zu entfernen. Trennt man alsdann in einer Scheideflüssigkeit von angemessenem spezifischem Gewicht die dunklen Gemengteile, so bleibt ein krystallines Pulver zurück, welches zu einem großen Teile aus guten Spaltblättchen von Feldspat nach P und M besteht. Die ersten erkennt man an ihrer Zwillingslamellierung, gegen welche die Auslöschungsschiefe gemessen werden muß; an den Spaltblättchen nach M, die, wie schon F. Fouqué (39) beobachtete, reichlicher auftreten, als man erwarten würde, wird man in der Mehrzahl der Fälle eine der Spaltung nach P parallele Kante wahrnehmen, gegen welche die Schiefe zu messen ist. Man untersuche die planparallelen Blättchen, welche an der über ihre ganze Ausdehnung hin gleichen Interferenzfarbe erkannt werden können und sorge für ihr flaches Aufliegen, indem man sie entweder trocken auf ein Objektglas bringt oder bei Benutzung einer Flüssigkeit ein Deckgläschen aufdrückt. Spaltblättchen von mehr als 0.5 mm Dicke sind meistens ganz unbrauchbar und müßten vor ihrer Benutzung erst dünngeschliffen werden.

2b. Schnitte senkrecht zu P und M wurden von Geo. F. Becker (40) und F. Becke (41) zur Benutzung bei der Feldspatbestimmung anempfohlen. Die Schnitte haben fast quadratische Gestalt, wobei aber die Abweichung vom rechten Winkel sehr wohl erkennbar ist (Fig. 191).

Besonders bei den Feldspatmikrolithen und bei den Einsprenglingen in den Erguß- und Ganggesteinen erhalten diese leicht kennbaren Schnitte eine große Bedeutung; in den Tiefengesteinen erkennt man sie ebenfalls leicht bei Anwesenheit des so verbreiteten Schalenbaus der Kalknatronfeldspate an dem fast quadratischen Umriß des Profils der Schalen. Und wenn der Schalenbau fehlt, dient die Schärfe der Zwillingslamellengrenze und der Spaltrisse nach P zur Erkennung. Beide müssen den Durchschnitt senkrecht durchsetzen, sich also bei Senkung und Hebung des Tubus nicht seitlich verschieben. Besonders günstig für die Verwendbarkeit dieser Durchschnitte, die in den Tafeln XIV—XX ihren Flächenpol bei $\varphi = 0$, $\lambda = +64^0$ haben, ist der Umstand, daß die Auslöschungs-

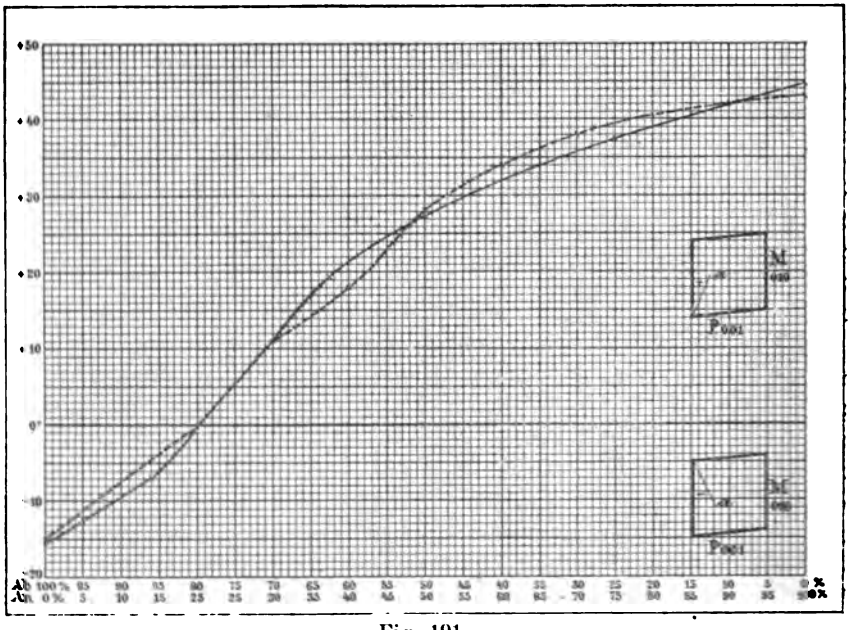


Fig. 191.

schieten sich in ihrer Nähe langsam ändern, also eine kleine Abweichung von der geforderten Lage wenig schadet und daß andererseits die Auslöschungsschiefe auf diesen Schnitten sich vom Albit bis zum Bytownit hin mit dem Anorthitgehalt stark ändert, wie die zur Bestimmung dienende Figur 191 zeigt. Die ausgezogene Kurve ist nach den den Diagrammen XIV—XX entnommenen Werten der Auslöschung nach a' der Durchschnitte gegen die Trace von M [1]) konstruiert; die gestrichelte Kurve wurde von Fr. Becke nach der Mallardschen Formel aus den

[1]) Für Albit von Amelia Co., $Ab_{95}An_5$ maß F. Becke $-14^0$, für $Ab_{87}An_{13}$ $-8^0\,36'$, für $Ab_{86}An_{14}$ fand H. Tertsch $-6^0\,37'$, für $Ab_{78}An_{22}$ von Bakersville $+0^0\,45'$, für $Ab_{75}An_{25}$ von Twedestrand $+7^0\,25'$.

Max Schusterschen Werten für $A_p$ und $A_m$ berechnet. Wenn Zwillingslamellen fehlen und die Spaltung nach P nicht sichtbar ist, wie das bei kleinen Mikrolithen der Fall zu sein pflegt, so muß man sich erinnern, daß in den Feldspaten vom Albit bis zum Bytownit die Auslöschung nach a' mit der Trace von M stets den kleineren Winkel einschließt, worauf ebenfalls Fr. Becke aufmerksam machte. Das Vorzeichen der Auslöschung ergibt sich aus den in die Figur 191 eingetragenen Durchschnitten; auf die Winkelgröße ist in den kleinen Durchschnitten keine Rücksicht genommen. Die Figur zeigt, daß bis zum Bytownit hin die Auslöschungsschiefe sich für 1 % An etwa um 1° stetig ändert.

2c. Schnitte senkrecht zu den Bisektricen. Diese Schnitte wurden besonders von F. Fouqué (39) in seiner inhaltsreichen und wichtigen Feldspatstudie für die Bestimmung der Feldspate der Beachtung empfohlen. Man erkennt sie im konvergenten Lichte an der Interferenzfigur, dem zentrisch im Gesichtsfeld liegenden Kreuz in der Parallelstellung, das sich bei Drehung in die Diagonalstellung in zwei symmetrisch orientierte Hyperbeln öffnet. Bei der Suche nach solchen Schnitten im parallelen Lichte und bei schwacher Vergrößerung wird man sich erinnern, daß sie zwischen gekreuzten Nicols eine mittlere Interferenzfarbe zeigen müssen, niedriger als die genau oder annähernd senkrecht zur optischen Normale und höher, als die genau oder annähernd senkrecht zu einer der optischen Axen getroffenen Schnitte (Bd. I. 1, Taf. III). Sind solche zu einer Bisektrix senkrecht liegenden Schnitte gefunden, so ist zunächst mit Benutzung des Gipsblättchens mit Rot I. Ordnung festzustellen, ob die im Schnitt liegende Bisektrix der größeren oder kleineren Elastizitätsaxe entspricht, also die zum Schnitt senkrechte Bisektrix umgekehrt die kleinere (c) oder größere (a) ist.

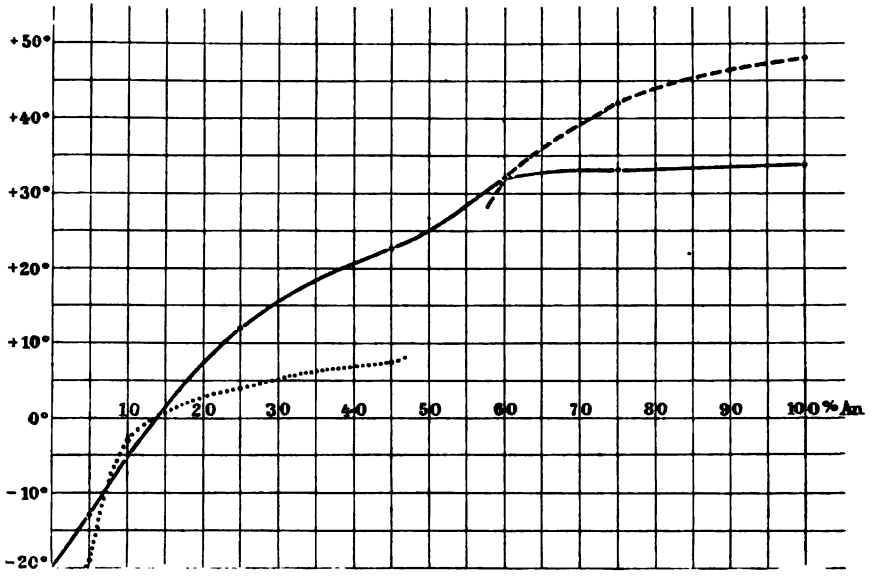
In den zu a senkrechten Schnitten wird man alsdann die Auslöschungsschiefe, wie in dem Schnitt nach P oder M gegen die Trace der Zwillingslamellen messen und in den Diagrammen Taf. XIV—XX den Feldspat aufsuchen, welcher die gefundene Auslöschungsschiefe genau bzw. angenähert besitzt. Eine vorzügliche Kontrolle ergibt die Bestimmung der Auslöschungsschiefe in den Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz (1'), und wenn sie vorhanden sind, in solchen nach dem Karlsbader Gesetz (2 und 2') in Figur 168, S. 318. Wie weit eine mäßige Exzentrizität der Interferenzfigur, also eine mäßige Schiefe des Schnitts gegen a den richtigen Wert beeinflußt, ergibt sich ebenfalls aus den Diagrammen.

In den Schnitten senkrecht zur Bisektrix c mißt man bei den basischen Feldspaten die Auslöschungsschiefe ebenfalls gegen die Trace von M oder gegen die Zwillingsnaht. Bei den sauren Feldspaten fällt die zu c senkrechte Ebene mehr oder weniger angenähert mit der Fläche M zusammen. Man sieht also weder die Spaltung nach M noch die Zwillingslamellierung und muß daher die Auslöschungsschiefe gegen die Spaltrisse nach P (001) messen. — In Fig. 192 sind die

Kurven der Auslöschungsschiefen in den zu a und c senkrechten Schnitten nach folgenden Angaben von Fouqué konstruiert.

| | Schnitt ⊥ a | Schnit ⊥ c | |
|---|---|---|---|
| Anorthit, $An_{100}$, Somma . . . . . | + 34° | . . + 48° | |
| Bytownit, $Ab_{25}An_{75}$, Somma . . . | + 33° | . . + 42° | (sp. G. = 2.725) |
| Labrador, $Ab_{40}An_{60}$, Capello, Fayal . | + 32° | . . + 32° | (sp. G. = 2.710, $SiO_2$ = 53.4 %) |
| Andesin, $Ab_{55}An_{45}$, Francheville . . | + 22°.5 | . . + 7°.5 [1]) | (sp. G. = 2.680, $SiO_2$ = 57.2 %) |
| Oligoklas, $Ab_{75}An_{25}$, Twedestrand . | + 12° | . . + 4° [1]) | |
| Oligoklasalbit, $Ab_{90}An_{10}$, Oedegården | − 5° | . . − 3° [1]) | |
| Albit, $Ab_{95}An_5$, Amelia Co. . . . . | − 13° | . . − 19° [1]) | |

Man sieht, daß die Schnitte senkrecht zur Bisektrix a für die Unterscheidung der basischen Feldspate vom Labrador bis zum Anorthit




Die ausgezogene Kurve bezieht sich auf die zu a senkrechten Schnitte; die gestrichelte gibt die gegen die Trace von M, die punktierte Kurve die gegen die Trace von P gemessenen Auslöschungsschiefen in Schnitten senkrecht zu c.

Fig. 192.

keinen Anhalt bieten, wohl aber bei den sauren, wenn man sich über das Vorzeichen der Auslöschung, etwa durch Bestimmung des Brechungsvermögens, vergewissern kann. Die Schnitte senkrecht zu c können bei den basischen Feldspaten gute Dienste leisten.

2d. Schnitt senkrecht zur optischen Normalen b. Diese Schnitte erkennt man daran, daß sie zwischen gekreuzten Nicols die höchste Interferenzfarbe haben. Die Diagramme der Kalknatronfeldspate zeigen, daß bei den sauren Feldspaten vom Albit bis zum Andesin hin die Auslöschungsschiefen senkrecht zu b sich nur wenig von 0° entfernen. Dagegen steigen sie vom Andesin bis zum Anorthit rasch von etwa 6° auf 41° und können hier gute Dienste bei der Bestimmung leisten.

[1]) Gemessen gegen die Spaltrisse nach P.

Eine besondere Bedeutung gewinnen diese Schnitte bei allen Feldspaten, deren optischer Axenwinkel nicht zu nahe bei 90° liegt, weil man dann an ihnen nach den Angaben im ersten Teile dieses Buchs § 163 und § 166 den optischen Charakter des vorliegenden Feldspats bestimmen kann, was bei dem dreimaligen Wechsel desselben in der Plagioklasreihe, zumal aber bei der Unterscheidung von Albiten und Andesinen gute Dienste leisten kann.

2e. Schnitte senkrecht zu den optischen Axen sind leicht und sicher daran erkennbar, daß sie in allen Stellungen in parallelem polarisiertem Lichte die gleiche sehr geringe Helligkeit und im konvergenten den Axenaustritt zeigen. Die zu jedem Feldspat in diesen Schnitten zugehörigen Auslöschungsschiefen, sowie die Auslöschungsschiefen der konjungierten Pole, also der in Zwillingsstellung nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz befindlichen Lamellen ergeben sich aus den Diagrammen XIV—XX. Die Bedeutung dieser Schnitte verliert durch den Umstand, daß man nicht immer festzustellen vermag, ob man einen Schnitt senkrecht zur Axe A oder senkrecht zur Axe B vor sich habe. Immerhin kann man sich ihrer oft, zumal bei der Kombination des Karlsbader mit dem Albitgesetz mit Vorteil bedienen.

2f. Die Zone senkrecht zu M (010) oder die symmetrische Zone. Die hohe Bedeutung der Schnitte, welche senkrecht zur Zwillingsebene des Albitgesetzes liegen, für die Bestimmung und Unterscheidung der Kalknatronfeldspate hat A. Michel-Lévy hervorgehoben und beleuchtet. Man erkennt die Schnitte dieser Zone an folgenden Eigenschaften: 1. Die Lamellen nach dem Albitgesetz grenzen sich durch eine vollkommen scharfe Linie voneinander ab, welche sich bei den Heben und Senken des Tubus nicht verschiebt, da kein Übergreifen der Lamellen übereinander stattfinden kann; — 2. die Auslöschung der Albitlamellenzüge vollzieht sich für das eine Lamellensystem unter demselben Winkel auf der rechten, wie für das andere System auf der linken Seite der Zwillingsgrenze; — 3. die empfindlichste Probe, welche zugleich am raschesten die Schnitte dieser Zone auffinden läßt, liefert die Lage, bei welcher die gleiche Aufhellung in den beiden Lamellensystemen eintritt. Bringt man einen zur Zwillingsebene sehr angenähert senkrechten Schnitt eines polysynthetischen Zwillings nach dem Albitgesetz in die Lage, wobei die Trace der Zwillingsebene mit den Hauptschnitten der gekreuzten Nicols den Winkel von 45° bildet, so zeigen sich nicht nur die beiden Lamellensysteme, sondern auch die schmalen Streifen, in denen sich zwei Lamellen überlagern, gleich hell (vgl. Bd. I. 1, § 130) und der Schnitt hat das Aussehen eines einheitlichen Blättchens. Ist mit dem Albitgesetz zugleich das Karlsbader Gesetz ausgebildet, so verschwindet die Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz bei dieser Lage in beiden Individuen und der Schnitt sieht aus wie ein einfacher monokliner Zwilling nach dem Karlsbadergesetz. Stellt man die Trace der Zwillingsebene eines Schnittes der symmetrischen Zone parallel einem der gekreuzten Nicolhauptschnitte, so verschwinden gleichfalls die Unterschiede der Albit-

lamellen, aber die schmalen Streifen, in denen zwei Lamellen übereinander greifen, treten als äußerst feine schwarze Linien hervor. Der Karlsbader Zwilling ist bei dieser Stellung nicht sichtbar.

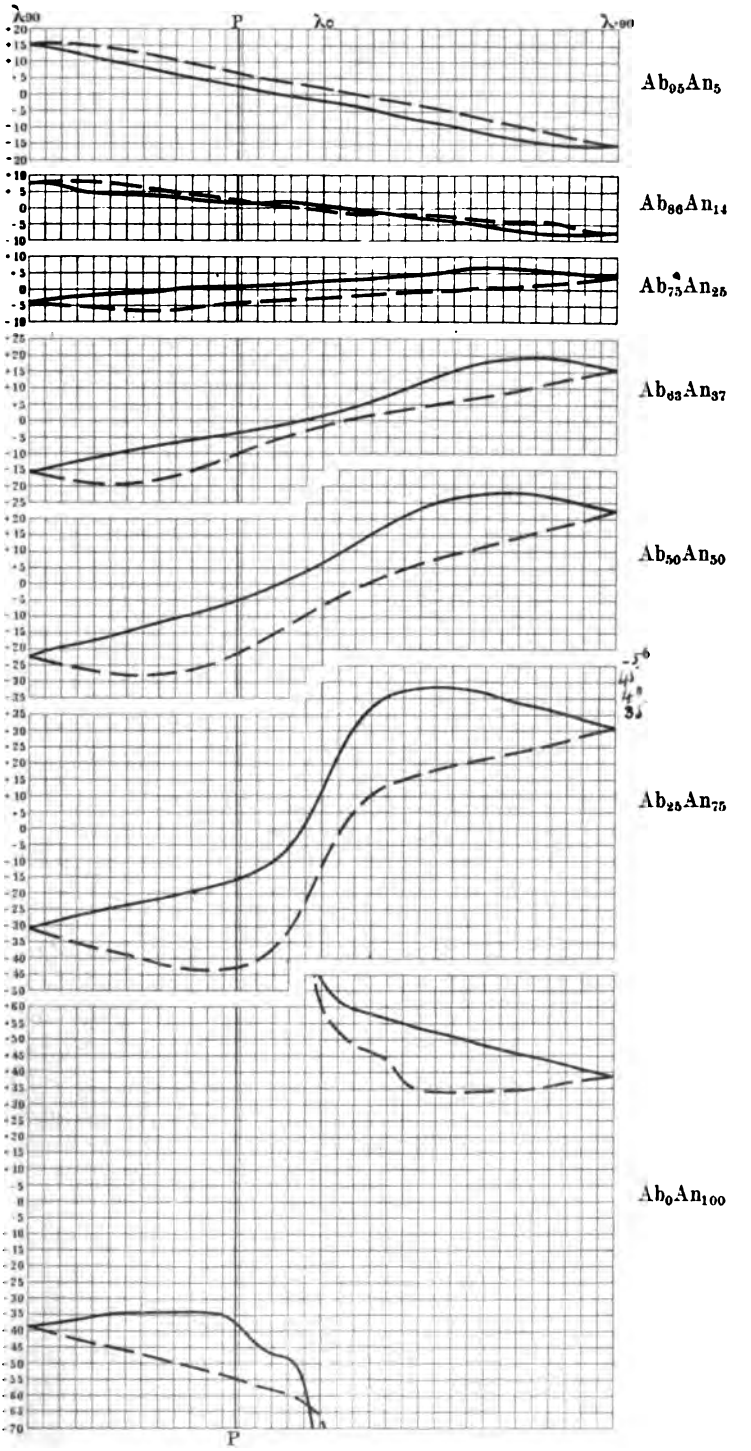
Die Diagramme Taf. XIV—XX zeigen, daß die Größe der Auslöschungsschiefen in der symmetrischen Zone für jeden Feldspat von dem Minimum 0° bis zu einem bestimmten, bei jeder Mischung von Ab und An anderem Maximum, bei dem Anorthit von 90° bis zu einem Minimum von 34° schwankt und die Aufsuchung dieser Maxima in einer hinreichend großen Anzahl von Schnitten würde allein zur Bestimmung eines Feldspates genügen, wenn man das Vorzeichen der Auslöschung kennen würde. Die Unkenntnis des Vorzeichens bedingt eine Unsicherheit in der Unterscheidung der Albite und sauren Oligoklasalbite einerseits, der Andesine andererseits. Die Zahl der zur Benutzung geeigneten Schnitte in einem Dünnschliff wird außerordentlich dadurch vergrößert, daß auch solche Schnitte verwendet werden können, die nicht genau in der symmetrischen Zone, sondern bis zu 10° oder noch mehr davon abliegen. In solchen ist die Auslöschungsschiefe in den beiden Albitlamellensystemen nicht mehr gleich, sondern verschieden und hat bei 10° Abweichung aus der Zone die auf den beiden, links und rechts von dem vertikalen Durchmesser zunächst liegenden Parallelkreisen der Diagramme eingetragenen Werte. Die Betrachtung der Diagramme zeigt aber, daß die halbe Summe dieser Zahlen auf demselben Meridian genau oder doch nahezu genau gleich ist der Auslöschungsschiefe des auf demselben Meridian liegenden Schnitts der symmetrischen Zone. Dieses Verhältnis ist angenähert noch vorhanden für die Schnitte, welche um 20° beiderseits von der symmetrischen Zone abliegen.

Nach den Diagrammen sind die Maxima der Auslöschungsschiefe bei

$Ab_{95}An_5$ . . . $-15°.2$
$Ab_{86}An_{14}$ . . . $-7°.7$
$Ab_{75}An_{25}$ . . . $+6°.8$
$Ab_{63}An_{37}$ . . . $+19°.3$
$Ab_{50}An_{50}$ . . . $+28°$
$Ab_{25}An_{75}$ . . . $+43°.7$
$Ab_0An_{100}$ . . . $90°$

Danach sind die ausgezogenen Kurven für die Auslöschungen in der symmetrischen Zone in der Figur 193 für die Bestimmung kopiert.

Die gestrichelten Kurven geben die Auslöschungsschiefen einer Lamelle, welche einem Karlsbader Zwilling angehört und gegen diesen nach dem Albitgesetz in Zwillingsstellung steht, d. h. der Lamelle 2′ in Figur 168 S. 318. Findet sich das Karlsbader Gesetz mit dem Albitgesetz in demselben Durchschnitt der symmetrischen Zone kombiniert, so ist im allgemeinen die eindeutige Bestimmung des Plagioklases und die Lage des Schnittes gegeben, weil eine bestimmte Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone nur zweimal mit umgekehrtem Vorzeichen auftreten kann und zu jedem dieser beiden Pole eine andere Aus-

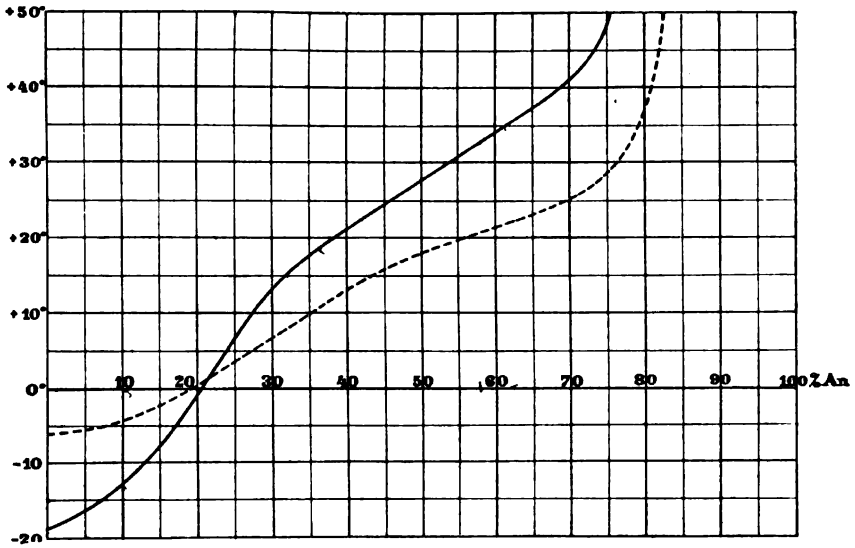



**Kurven der Auslöschungsschiefen in der symmetrischen Zone, ausgezogen für das Grundindividuum (1), gestrichelt für eine Albitlamelle im Karlsbader Zwilling (2').**
**Fig. 193.**

löschungsschiefe des in Karlsbader Zwillingsstellung befindlichen Individuums gehört.

Ein Beispiel diene zur Erklärung. In einem Schnitt angenähert genau aus der symmetrischen Zone eines Plagioklaseinsprenglings in dem andesitischen Trachydolerit des Stenzelberges im Siebengebirge ergaben sich die Auslöschungen:

1 und 1′ $+19°$ und $18°$, 2′ und 2 $0°$ und $\mp 6°$. Für die Auslöschungen in dem genau der symmetrischen Zone angehörigen Schnitte folgt $1 = 1' = \pm 18°.5$, $2 = 2' = \mp 3°$. Der Wert für 1 und 1′ schließt die sauren Feldspate und den Anorthit aus, nur die Feldspate vom Andesin bis zum Bytownit können in Frage kommen. Bei dem Andesin fordert nach Taf. XVII der Wert $+18°.5$ für den Karlsbader Zwilling $-7°.5$, der




Die ausgezogene Kurve gibt die Maxima der Auslöschungen in den Lamellen eines Albitzwillings in Schnitten senkrecht zu M; — die gestrichelte Kurve gibt die Maxima der Auslöschungsdifferenzen in den Albitlamellen der beiden Individuen eines Karlsbader Zwillings.

Fig. 194.

Wert $+3°$ den Wert $0°$ etwa, der Wert $-3°$ den Wert $+10°$ als Auslöschungsschiefe. — Bei Bytownit fordert nach Taf. XIX der Wert $+18°.5$ für den Karlsbader Zwilling einen kleinen positiven Wert und die Axe B müßte im Gesichtsfelde liegen; der Zahl $-18°.5$ müßte entsprechen $+43°$, ebenso den Zahlen $+3°$ und $-3°$ die Zahlen $+20°$ und $+28°$ sowie der Austritt der Axe B. Dagegen entspricht bei dem Labrador $Ab_{50}An_{50}$ nach Taf. XVIII $+18°.5$ im Karlsbader Zwilling der Wert $-3$ bis $-3°.5$; umgekehrt würde dem Werte $-18°.5$ bei Labrador der Wert $+25°$ entsprechen. — Also gehört der Feldspat dem Labrador an und hat für das Individuum 1 ziemlich genau die Lage der Fläche x $(\bar{1}01)$. Zur Bestätigung dient ein Schnitt aus demselben Dünnschliff mit den Werten $+25°$ (mit Austritt der Bisektrix a) und $35°$ für 1 und 1′, $\mp 7°$ und $12°$ für 2 und 2′. Der Pol von 1 hat die Lage $\lambda +40$, $\varphi -15°$ etwa. — Diese Bestimmung kann außerordentlich verschärft werden, wenn das Mikroskop mit einem Fedorowschen oder Kleinschen oder einem anderen Drehapparat ausgerüstet ist (Bd. I. 1 § 112), der durch Drehung um den horizontalen und vertikalen Durchmesser der Diagramme als Drehungsaxen die Ablesungen für wechselndes $\lambda$ und $\varphi$ gestattet,

wobei dann auch die bei gewissen Feldspaten steigende, bei anderen fallende Änderung der Auslöschung auf den verschiedenen Meridianen benutzt werden kann.

Fig. 194 zeigt in der ausgezogenen Kurve das zu jedem Mischungsverhältnis von Ab und An zugehörige Maximum der Auslöschung in der symmetrischen Zone. Die gestrichelte Kurve gibt die Differenzen der Auslöschungsschiefen zwischen zwei in Karlsbader Zwillingsstellung befindlichen Individuen für jedes Mischungsverhältnis von Ab und An und liefert damit ein weiteres Mittel zur Bestimmung der Feldspate. Bei den sauren Feldspaten bis in die Oligoklasreihe hinein erreicht das Maximum dieser Differenz nur 6° im positiven oder negativen Sinne. Von den basischen Oligoklasen an steigt es auf 11° im Andesin, auf 18° im Labrador, 28° im Bytownit usw. Die Maxima der Differenzen in den Individuen eines Karlsbader Zwillings steigen also gleichsinnig mit den Maximis im Einzelindividuum.

2g. Die Zone, deren Axe der vertikale Durchmesser der Diagramme, d. h. die Normale auf k (100) ist, wird an der symmetrischen Auslöschung der Lamellen 1 und 2', 1' und 2 in einem nach Karlsbader Gesetz verzwillingten Albitvielling erkannt. Die Maxima der Auslöschungen in dieser Zone liegen allenthalben in der Nähe der Fläche M, die Minima in der Nähe der vertikalen Axe. Ihre Verwendbarkeit bei der Bestimmung ergibt sich aus den Diagrammen, ist aber nicht entfernt von der Bedeutung der symmetrischen Zone.

2h. Die Zone P/M, welche etwa 26° vom horizontalen Durchmesser in den Diagrammen abliegt, wird erkannt an dem Parallelismus der Spaltrisse nach P und M und gewinnt eine besondere Bedeutung bei den nach der Axe a gestreckten mikrolithischen Feldspaten in der Grundmasse der Erguß- und Ganggesteine, die der Natur der Sache nach sich wesentlich in dieser Zone darstellen. Die Auslöschungsschiefen innerhalb dieser Zone schwanken bei jedem Feldspat von dem Minimum 0° bis zu einem bei jedem Feldspat anderen Maximum. Das kleinste Maximum haben die Feldspate am basischen Ende der Oligoklasreihe und es muß hier einen Feldspat geben, bei welchem die Auslöschung in jedem Schnitt der Zone nahezu 0° sein muß. Die Fig. 195 auf S. 362 ist auf Grund der Diagramme Taf. XIV—XX konstruiert unter der allerdings unwahrscheinlichen Annahme, daß der Anorthit Taf. XX die Zusammensetzung $Ab_5An_{95}$ habe. Man muß sich also das rechte Ende der Kurve etwas weniger stark ansteigend denken. Da sich das Vorzeichen der Auslöschung im allgemeinen nicht wird bestimmen lassen, ist auf dasselbe keine Rücksicht genommen. Man erkennt aus der Figur, daß diese Zone ohne Kenntnis des Vorzeichens eine Unterscheidung der Albite und Andesine nicht ermöglicht, was sehr zu bedauern ist.

3. Wahrscheinlichste Auslöschungsschiefe der verschiedenen Plagioklase. Schon A. Michel-Lévy hat darauf aufmerksam gemacht, daß die Wahrscheinlichkeit eine bestimmte Auslöschungsschiefe bei einem Feldspat zu finden durchaus nicht dieselbe ist für jeden Wert, sondern daß gewisse Auslöschungsschiefen bei einem

bestimmten Mischungsverhältnis von Ab und An überraschend häufig, andere dagegen nur sehr selten sind. Man wird sich davon bei einer Vergleichung der Diagramme in Michel-Lévys Feldspatarbeit und in diesem Buche alsbald überzeugen. C. Viola (80 und 81) hat dann auf Grund der Michel-Lévyschen Diagramme die Wahrscheinlichkeit und Unwahrscheinlichkeit bestimmter Auslöschungsschiefen gewisser Albit-anorthitmischungen berechnet und ohne Rücksicht auf das Vorzeichen als wahrscheinlichsten Wert für den Winkel der Auslöschung nach a' zur Trace von M gefunden für

| | | | |
|---|---|---|---|
| Ab . . . . . | 2° | und | 15° |
| $Ab_4An_1$ . . . | 0° | „ | 2° |
| $Ab_2An_1$ . . . | 2° | „ | 15° |
| $Ab_5An_4$ . . . | 10° | „ | 25° |
| $Ab_2An_3$ . . . | 25° | „ | 35° |
| An . . . . . | 32°.5 | — | 45°. |

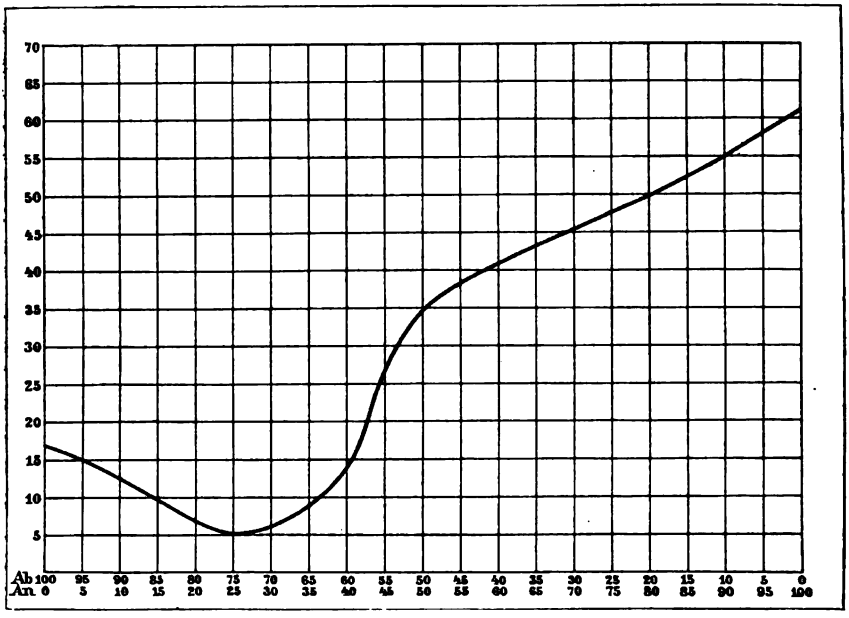



Fig. 195.

Für Oligoklasalbit und Oligoklas würden sich diese Werte ändern auf Grund der in diesem Buche gegebenen Diagramme; für die basischen Feldspate und den Albit würde man sehr ähnliche Werte erhalten.

4. Gleichzeitige Auslöschung der Lamellen eines Albitzwillings. In manchen Fällen wird man sich bei den Plagioklasen der gleichzeitigen Auslöschung der beiden nach dem Albitgesetz verzwillingten Lamellensysteme bedienen können, worauf E. von Fedorow aufmerksam machte. Diese wird dann eintreten, wenn die Flächenpole in gleichen Entfernungen von dem vertikalen Durchmesser der Dia-

gramme, also mit demselben $\lambda$ und mit gleichem, aber umgekehrtes Vorzeichen tragendem $\varphi$ die gleichen Auslöschungsschiefen mit entgegengesetztem Vorzeichen, oder sich zu 90° ergänzende Auslöschungsschiefen mit gleichem Vorzeichen haben. A. Michel-Lévy machte darauf aufmerksam, daß man diese Pole auf jedem Meridian am einfachsten findet, indem man ein mit einer Millimeterskala versehenes Lineal über die Diagramme hin parallel deren horizontalem Durchmesser verschiebt.

5. Von hoher Bedeutung für die Bestimmung der Kalknatronfeldspate hat sich die Bestimmung der Stellungen erwiesen, bei denen Zwillingslamellen und chemisch verschiedene Zonen derselben in der gleichen Helligkeit zwischen gekreuzten Nicols erscheinen. Auch die auf dieses Phänomen gegründete Methode wurde von A. Michel-Lévy entwickelt, und man wolle über die Grundlagen derselben in der ersten Hälfte dieses Buches die §§ 129 und 130 und die dort angegebene Literatur nachlesen, der wir noch einen Aufsatz von Michel-Lévy (Recherches des axes optiques dans un minéral, pouvant être considéré comme un mélange de deux minéraux déterminés. Bull. Soc. min. Fr. 8. 1895. No. 3) und das 2. Heft seiner Feldspatstudien (28), sowie einen Aufsatz von C. Viola (Über die gleiche Beleuchtung und die Bestimmung der Feldspate in den Dünnschliffen. Z. X. **24**. 1895. 476) anschließen. Das Phänomen der gleichen Helligkeit ist mit der gleichen oder noch größeren Genauigkeit zu beobachten, wie das der Auslöschung und gewinnt zumal bei den zonarstruierten Kalknatronfeldspaten seine volle Bedeutung.

Nennt man unter den im § 130 der ersten Hälfte dieses Bandes angegebenen Bedingungen $2\vartheta$ den kleinsten Winkel zwischen den negativen Auslöschungen nach $a'$ in irgend einem Schnitt aus parallel verwachsenem Albit und Anorthit, $B_1$ und $B_2$ die Doppelbrechung beider in diesem Schnitt, also die Differenzen $(\gamma'-\alpha')_{Ab}$ und $(\gamma'-\alpha')_{An}$ mit $B_1 > B_2$, $\omega$ den Winkel, welchen der Hauptschnitt des Polarisators mit der Halbierenden von $2\vartheta$ in einer Stellung gleicher Helligkeit bildet, so geben nach Michel-Lévy die Gleichungen $\operatorname{tg} 2\omega = \operatorname{tg} 2\vartheta \frac{B_1+B_2}{B_1-B_2}$ und $\operatorname{tg} 2\omega' = \operatorname{tg} 2\vartheta \frac{B_1-B_2}{B_1+B_2}$ die 8 möglichen Stellungen gleicher Helligkeit bei einer vollen Umdrehung des Schnittes in seiner Ebene zwischen gekreuzten Nicols an.[1]) In den 4 durch die erste Gleichung gegebenen Stellungen erscheinen nicht nur der Albit und der Anorthit, sondern auch ihre Überlagerungen in der gleichen Helligkeit. In den durch die zweite Gleichung gegebenen 4 Stellungen zeigen Albit und Anorthit gleiche Helligkeit, aber ihre Überlagerungen erscheinen in einer anderen, durch die relative Dicke der sich überlagernden und kompensierenden Albit- und Anorthitlagen bedingten Helligkeit. Dieser zweiten Gleichung sich bedienend, hat C. Viola die Lagen gleicher Helligkeit der nach dem Albitgesetz verzwillingten Lamellen in Albit und Andesin in der zitierten Arbeit berechnet.

Nennt man $\varepsilon$ den kleinsten Wert ($\varepsilon < 45°$), den $\omega$ haben kann, so gelten, wie in § 130 gezeigt wurde, die Beziehungen $\omega = \varepsilon \pm n\frac{\pi}{2}$ und $\vartheta < \varepsilon < \frac{\pi}{4}$, und bezeichnet man mit $\alpha$ und $\beta$ die Auslöschungswinkel von Albit und Anorthit nach $a'$ gemessen gegen die Trace von M, so ist E nach Michel-Lévy (Détermination des feld-

[1]) Es entsprechen also den Symbolen $\vartheta$, $B_1$, $B_2$ die in Bd. I. 1 § 130 gebrauchten Symbole $\varphi_1$, $x_1$ und $x_2$.

spats. fasc. 2. 74) der Winkel der gleichen Aufhellung, ebenfalls gemessen gegen die Trace von M und es gelten die Relationen

$$2\vartheta = \alpha - \beta$$

$$E = \frac{\alpha + \beta}{2} \pm \varepsilon \pm n\,\frac{\pi}{2}$$

$$\operatorname{tg} 2\varepsilon = \operatorname{tg} 2\vartheta\,\frac{B_1 + B_2}{B_1 - B_2}$$

für jeden beliebigen Flächenpol. Die Diagramme XIV—XX geben für jeden Pol die Werte $\alpha$ und $\beta$, die Werte $B_1$ und $B_2$ kann man ohne Überschreitung der erlaubten Grenzen der Genauigkeit den Diagrammen I—VII des ersten Heftes der Michel-Lévy-schen Feldspatarbeit entnehmen und somit den Winkel E berechnen, bei welchem in einem krystallographisch parallelen Albitanorthitgemenge die beiden Mineralien und damit auch ihre isomorphen Mischungen in jedem beliebigen Verhältnis die gleiche Helligkeit in einem bestimmten Schnitt zeigen müssen. Auf diese Weise wurden die Winkel E für die in 10° Abstand gelegenen Pole der symmetrischen Zone der Kalknatronfeldspate berechnet (Fig. 196). Die Vergleichung mit der von dem genannten Autor aus seinen Diagrammen berechneten Kurve auf Taf. XII des zweiten Heftes seiner Arbeit mit der hier mitgeteilten ergibt die nahezu vollkommene Übereinstimmung der beiden Kurven.

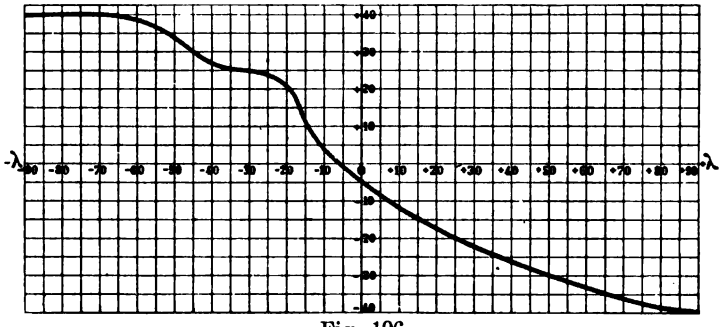


Fig. 196.

Michel-Lévy hat auch eine Kurve berechnet, welche die Intensität der Aufhellung angibt, die ein bestimmter Schnitt in der Stellung der gleichen Aufhellung verschiedener Zonen eines Feldspates besitzt. Sie verläuft gleichsinnig mit der Kurve der Winkel E und schneidet diese an jenem merkwürdigen Punkte, in dessen Nähe die Auslöschungskurven der symmetrischen Zone (Fig. 193) bei allen Kalknatronfeldspaten durch den Nullpunkt gehen. Je größer also E ist, um so größer ist die Intensität der Aufhellung.

5a. Symmetrische Zone: Deckt man die Kurve der Winkel E (Fig. 196) in paralleler Stellung über die Auslöschungskurven der symmetrischen Zone für zwei nach Karlsbader Gesetz verzwillingte Plagioklasindividuen (Fig. 193 S. 359), so zeigt sich sofort, wie man die sauren Feldspate von Ab bis etwa $Ab_{80}An_{20}$ von den kalkreicheren unterscheiden kann. Bei den ersten liegt der Winkel E auf derselben Seite von M, wie die Auslöschung, bei den letzteren auf der umgekehrten Seite.

Ferner erkennt man bei derselben Vergleichung von Fig. 196 und 193 sofort, wie durch den Winkel E bei gleichzeitiger Ausbildung des Karlsbader Gesetzes neben dem Albitgesetz der Pol des Schnitts ohne Zweideutigkeit bestimmt ist. Das positive Vorzeichen von $\lambda$

muß demjenigen Individuum des Karlsbader Zwillings zugehören, welches die größte Auslöschungsschiefe besitzt.

Zur Erläuterung diene folgendes Beispiel. In einem Schnitt der symmetrischen Zone aus einem nach Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingten Feldspat eines Quarzalkaliaugitsyenits von Port Cygnet, Tasmanien, waren drei Zonen zu unterscheiden, an denen von außen nach innen gemessen wurde.

| | Individuum 1 | | Individuum 2 |
|---|---|---|---|
| Äußerste Zone | $\mp 3^0$ | Auslöschungsschiefe . . . | $\mp 3^0$ |
| Mittlere „ | $+1^0$ | „ . . . | $+6^0$ |
| Kern | $\mp 5^0$ | „ . . . | $+13^0$ |
| | $E = 26^0$ | | $E = 25^0$ |

Fig. 193 und 196 zeigen, daß der Pol des ersten Individuums auf $\varphi = 0$, $\lambda = -35^0$ liegt und der Kern etwa 35 %, die mittlere Zone etwa 30 %, die äußerste etwa 14 % An enthält.

5b. Fläche M (010). Aus der Auslöschungsschiefe des Albits $= +20^0$ und des Anorthits $= -41^0$, wenn man sie auf die Trace von P (001) bezieht, und aus der Doppelbrechung $0.5 \times 0.012$ des Anorthits und $0.44 \times 0.009$ des Albits auf M, welche sich aus Michel-Lévys Diagrammen ergibt, findet man

$$\text{tg } 2\varepsilon = \text{tg } 61^0 \frac{0.006 + 0.004}{0.006 - 0.004},$$

also $\varepsilon = 41^0\ 50'$ und dann, auf die Spaltrisse nach P bezogen

$$E = \frac{20^0 - 41^0}{2} - 41^0\ 50' + 90^0 = +37^0\ 30',$$

worin das Vorzeichen + im Sinne von Max Schuster zu verstehen ist, d. h. die Stellung der gleichen Helligkeit liegt im stumpfen Winkel $\beta$. Dadurch ist die Fläche M (010) orientiert, sobald die Spaltrisse nach P (001) oder das Profil dieser Fläche im Durchschnitt erkennbar sind. Die Auslöschung nach a' liegt auf derselben Seite, wie E bei den Feldspaten vom Albit bis zum Oligoklas mit 30 % An nach Figur 187, auf der entgegengesetzten Seite bei den An-reicheren Feldspaten.

6. Die Bestimmung der Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen ist von Fr. Becke (82, 83) ausgebildet worden. Er macht darauf aufmerksam, daß in einem zur krystallographischen Vertikalaxe mehr oder weniger senkrechten Schnitt, wie die Zusammenstellung der optischen Axenebenen in Fig. 184 S. 339 zeigt, in den Lamellen eines nach Albit- und nach Karlsbader Gesetz verzwillingten Feldspats in näherer oder weiterer Entfernung vom Mittelpunkt des Gesichtsfeldes in jedem der vier Lamellensysteme die Axenbilder sichtbar werden müssen, von denen die Axen B in der Nähe der Zwillingsebene, die Axen A in der Nähe der Zwillingsaxe des Albitgesetzes austreten. Liegt nun in dem Normalindividuum (1) der Austrittspunkt einer Axe in dem Pol $\lambda = +m$, $\varphi = +n$, so liegt er in dem nach Albitgesetz verzwillingten (1') in $\lambda + m$, $\varphi = -n$, in dem nach Karlsbader Gesetz

verzwillingten in $\lambda = -m$, $\varphi = -n$ und in den nach Albitgesetz diesem eingeschalteten Lamellen in $\lambda = -m$, $\varphi = +n$. Es bilden somit die vier gleichen Axenpole ein Rechteck, dessen eine Seite $= 2\lambda$, dessen andere $= 2\varphi$ ist, wie man erkennt, wenn man in Figur 168, S. 318 die Buchstaben a, c, f, d sich als die Axenpole denkt. Es ist die Aufgabe, diese Seiten zu messen. Ist man im Besitz eines sog. Universaltisches oder mehrkreisigen Goniometers, wie sie im 1. Teile dieses Bandes § 111 und 112 beschrieben sind, so läßt sich die scheinbare angulare Distanz dieser Pole direkt messen und daraus mit Benutzung des mittleren Brechungsexponenten (es genügen dazu die zwei ersten Dezimalen) die wirkliche Winkeldistanz, wie § 171 des ersten Teils angibt, berechnen. — Fehlt ein geeignetes mehrkreisiges Goniometer, so wird man vermittels eines Okularschraubenmikrometers, der Kleinschen Loupe oder durch Projektion auf einen drehbaren Zeichentisch, wie in den §§ 114—116 angegeben ist, die lineare Distanz zweier Pole messen, aus der dann mit Benutzung der Mallardschen Konstanten die Winkeldistanz berechnet wird. Mit den gefundenen Werten wird man die aus den Diagrammen XIV—XX ersichtlichen Werte vergleichen und kann nun die Genauigkeit der Resultate durch die Auslöschungsschiefen kontrollieren. Bei zwei in Karlsbader Zwillingsstellung befindlichen Lamellen ist der Winkel zwischen den beiden gleichen optischen Axen, wie Fig. 168 zeigt, der doppelte Abstand einer Axe vom Mittelpunkt, bei zwei Lamellen nach dem Albitgesetz der doppelte Abstand einer Axe vom vertikalen Durchmesser der Diagramme, d. h. von der Trace von M. Sind nur 3 Axen sichtbar, so läßt sich aus dem rechtwinkligen Dreieck, welches sie bilden sollen, das Rechteck bilden und ebenso lassen sich über den beiden gleichen Axen eines Karlsbader Zwillings über deren Verbindungslinie, die durch den Mittelpunkt der Projektion gehen muß, als Hypothenuse die beiden sich zum Rechteck zusammenfügenden rechtwinkligen Dreiecke konstruieren. Die Genauigkeit, mit welcher die gefundenen Pole sich der theoretischen Forderung ihrer Lage auf den Ecken eines Rechtecks fügen, dessen Seiten parallel und senkrecht zur Trace von M (010) liegen, ist ein Maß für die Güte der Beobachtung.

Für die Bestimmung des Winkels der beiden gleichen Axen eines Zwillings ist in erster Linie die Bestimmung der beiden Axenpole nach $\varphi$ und $\lambda$ nötig. Die Interferenzfigur zeigt unter den gegebenen Verhältnissen (geringe Dicke des Schiffs) nur einen dunklen Balken, der bei Drehung des Präparats wechselnde Lage im Gesichtsfelde hat. Welcher Punkt des dunklen Balkens entspricht dem Axenpol? Offenbar derjenige, welcher bei jeder Stellung des Präparats bei einer Drehung in seiner Ebene dunkel bleibt. Ist das Mikroskop mit fest verbundenen drehbaren Nicols versehen (Bd. I. 1, Fig. 126, S. 182), so wird man das Präparat in seiner Stellung belassen und die fest verbundenen Nicols drehen, um den Axenpol sofort zu erkennen. In Ermanglung dieser Vorrichtung dreht man das Präparat zwischen gekreuzten Nicols und zeichnet in drei verschiedenen Stellungen vermittels einer Camera die Lage des Axenbalkens. Der

Punkt, wo sich die so gezeichneten Axenbalken schneiden, ist der Axenpol. Um den Fehler der Exzentrizität der Axe des Instruments zu vermeiden, wird man die Messung in jeder Stellung in der um 180° abliegenden Stellung wiederholen und das Mittel beider Ablesungen als wahrscheinlichsten Wert nehmen. Orientiert man die Trace von M (Zwillingsgrenze) parallel dem vertikalen Durchmesser der Diagramme und trägt in dieser Stellung die beobachteten Balkenlagen in den Projektionskreis, etwa in ein Fedorowsches Gradnetz ein, so ist der scheinbare Axenpol nach Azimuth und Zentraldistanz, also auch nach $\varphi$ und $\lambda$ gegeben. Daraus berechnet sich dann der wirkliche Winkelwert durch Benutzung von $\beta$ und der Mallardschen Konstanten. Wir verweisen für die Beschreibung des Meßverfahrens auf Bd. I. 1, § 175 Im allgemeinen werden sich die Axenbalken in den drei beobachteten Lagen nicht genau in einem Punkte schneiden, sondern in einem kleinem Dreieck, dessen Mittelpunkt als der Axenpol anzusehen ist.

Ganz besonders bei den basischen, kalkreichen Feldspaten zwischen $Ab_1An_1$ und An ist die Bestimmung des Winkels der beiden optischen Axen von Wert, weil die Axen B nahe genug am Mittelpunkt liegen und doch beträchtliche Verschiedenheiten von $\varphi$ ($-2°.5$ bis $+38°.5$) und $\lambda$ (von $-6°.5$ bis $+21°$) zeigen. Wir entlehnen für die Bestimmung Fig. 197 aus der zitierten Arbeit von Fr. Becke, worin die Werte für $\varphi$ und $\lambda$ des Labradorits $Ab_1An_1$ allerdings wenige Grad größer sind, als das Diagramm XVIII sie gibt, so daß die Kurven für $\varphi$ und $\lambda$ nach unseren Diagrammen konstruiert auf der linken Seite etwas weniger steil ansteigen würden In der Figur 187 sind die Molekularprozente von An als Abscisse, $\varphi$ und $\lambda$ als Ordinaten eingetragen.

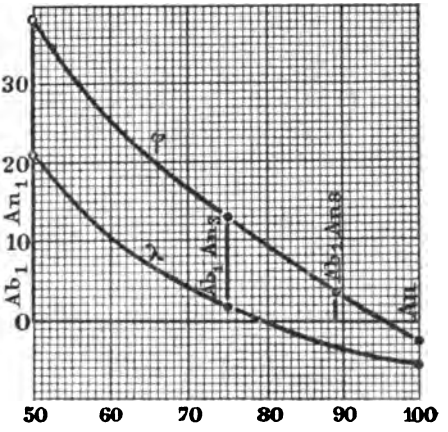


Fig. 197.

Fr. Becke hat auch darauf aufmerksam gemacht, wie man an den Interferenzbildern erkennen kann, welche Lamellensysteme nach dem Albitgesetz, beziehungsweise nach dem Karlsbader Gesetz verbunden sind. Es liege ein vollständiger Vierling vor; dann muß ein Axenbild dem in Normalstellung befindlichen Individuum angehören mit 010 rechts, 001 nach vorn fallend. Stellt man das Präparat so, daß die Trace von M (010) mit der Richtung vorn hinten im Mikroskop zusammenfällt, so läuft in dem in Normalstellung befindlichen Individuum der Axenbalken von vorn links nach hinten rechts und in dem Quadranten links hinten liegt die Elastizitätsaxe a; bei Einschaltung des Gipsblättchens mit Rot I. Ordnung, wird die linke hintere Hälfte des Gesichtsfeldes gelb (in der Figur punktiert), die rechte vordere blau (in der Figur

weiß gelassen; siehe auch Bd. I. 1, Fig. 243, S. 336). Das Normalindividuum in Figur 198 sei das mit 1 bezeichnete; dann zeigt 1′ die Interferenzfigur in dem Individuum, welches sich in Zwillingsstellung nach dem Albitgesetz befindet, 2 und 2′ sind die mit 1, bzw. 1′ nach dem Karlsbader Gesetz verbundenen Individuen. Wird die Lage der optischen Axen im Gesichtsfelde bestimmt und ihre Interferenzbilder danach in der Ebene geordnet, so erhält man je nach dem Vorzeichen von $\varphi$ und $\lambda$ und der Lage der optischen Axe im Normalindividuum verschiedene Anordnungen. Unter diesen kehrten in den gesteinsbildenden kalkreichen Plagioklasen die in Fig. 198 und 199 dargestellten besonders häufig wieder und zwar gibt Fig. 198 die Erscheinung in den saurern Gliedern von $Ab_{50}An_{50}$ bis $Ab_{20}An_{80}$. Fig. 199 gehört den Mischungsverhältnissen $Ab_{20}An_{80}$ bis $Ab_5An_{95}$ an. In Figur 198 liegen die Axenbüschel radial, $\varphi$ und $\lambda$ sind positiv; in Figur 199 liegen die Axenbüschel tangential, $\varphi$ ist positiv, $\lambda$ ist negativ. — Sind nur 3 Individuen vorhanden, so kann bei der gewählten Stellung das Normal-

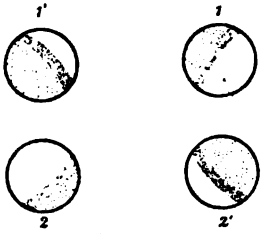


Fig. 198.

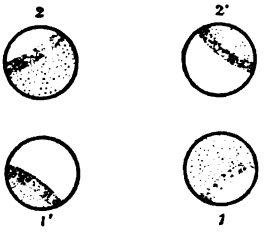


Fig. 199.

individuum das Fehlende sein. Dann muß eine Drehung um 180° eines der Individuen in die Normalstellung bringen. Dasselbe kann der Fall sein bei zwei nach dem Albitgesetz verbundenen Individuen. Sind nur zwei nach dem Karlsbader Gesetz verbundene Individuen vorhanden, so können das die Individuen 1′ und 2′ sein; dann wäre eine Drehung von 180° um eine horizontale Axe, also die Umkehrung des Präparats mit der Oberseite nach unten erforderlich, um eines der Individuen in die Normallage zu bringen.

7. Zwillinge nach dem Periklingesetz. F. Pearce und L. Duparc (84) fanden, daß bei den Anorthiten des Olivingabbro vom Tilaïkamen im Ural die durch Zwillingslamellierung konjungierten Werte der Auslöschungsschiefen in Schnitten bekannter Lage nicht mit den durch das Albitgesetz geforderten Werten übereinstimmten und erkannten, daß die polysynthetische Zwillingslamellierung dieser Feldspate fast ausschließlich dem Periklingesetz folgte. Das veranlaßte die genannten Autoren zu einer graphischen Berechnung der Auslöschungsschiefen gewisser Schnitte in einer stereographischen Projektion der optischen Konstanten der von Michel-Lévy in seinen Diagrammen dargestellten Feldspate auf die zu der Kante (001) (100), also der Zwillingsaxe des Periklingesetzes senkrechten Ebene. Sie teilen hieraus die folgenden

Zahlen für die Individuen 1 und 1′ in den Schnitten senkrecht zu den Elastizitäts- und optischen Axen mit.

| | ⊥ c | | ⊥ a | | ∥ b | | ⊥ A | | ⊥ B | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 1′ | 1 | 1′ | 1 | 1′ | 1 | 1′ | 1 | 1′ |
| Ab | −3° | −1° | +77° | −76° | −13° | −16°.5 | +5°.5 | +41° | −10°.5 | −35° |
| $Ab_4An_1$ | −3° | −3°.5 | −86°.5 | +89°.5 | „ | „ | −4°.5 | −61° | 0° | +30° |
| $Ab_3An_1$ | −4°.5 | −4° | −75°.5 | +85° | „ | „ | −10°.5 | −43°.5 | +4° | +49°.5 |
| $Ab_3An_2$ | −6°.5 | −1°.5 | −68°.5 | +69° | −17° | −25° | −20° | −35° | +10°.5 | +42°.5 |
| $Ab_1An_1$ | −8° | +7°.5 | −57°.5 | +57° | −12° | −34° | −25°.5 | +23°.5 | +19°.5 | +66° |
| $Ab_3An_4$ | −17°.5 | +12° | −49°.5 | +42° | −20° | −68° | −38° | −17° | +15°.5 | +49°.5 |
| An | −33°.5 | +19°.5 | −34°.5 | +21° | −24°.5 | +76°.5 | −57° | −17° | −35° | +13° |

Der Berechnung sind die von A. Michel-Lévy angenommenen Konstanten zugrunde gelegt.

8. Die Feldspatbestimmung nach E. von Fedorow verfolgt das Prinzip, an einem beliebigen durchsichtigen Korn oder Blättchen die Lage der optischen Konstanten dadurch festzustellen, daß man dasselbe, wie § 112 des ersten Teiles dieses Buches zeigt zwischen 2 Kugelsegmenten eingeschaltet, oder in eine geeignete Flüssigkeit eingebettet, vermittels Drehungen um die Axen eines mehrkreisigen Goniometers, des sogenannten Universaltischchens, in die verschiedenen Stellungen bringt, in denen die den optischen Axen, bzw. den Elastizitätsaxen entsprechenden optischen Phänomene sich zeigen und diese Stellungen in einer sphärischen Projektion darstellt.

So entsteht ein optisches Diagramm des untersuchten Feldspates, wie sie diesem Buche beigegeben sind und wie sie E. von Fedorow zuerst publizierte. Damit hat dieser Gelehrte der Erforschung der Feldspate einen gewaltigen und fortdauernd nachwirkenden Impuls gegeben, durch welchen die Petrographie eine bedeutsame Förderung in der Lösung ihrer Aufgaben erfahren hat. Es ist ein charakteristischer Zug in der Fedorowschen Untersuchungsmethode, daß alle Beobachtungen im parallelen Lichte gemacht werden. Die Wiedergabe seiner Methode im einzelnen in der durch die Zwecke dieses Buches bedingten Kürze würde nicht möglich und ohne zahlreiche bildliche Darstellungen überhaupt nicht ausführbar sein. Es muß daher auf das Studium der Originalarbeiten (26. 85. 86. 87) verwiesen werden. Schon die erste Arbeit (26) gibt außer der Beschreibung und der Anleitung zur Benutzung des damals noch ziemlich unvollkommenen Universaltischchens und zur Herstellung der Projektion eine Fülle von Belehrung und Anregung. So zeigt § 12 dieser Arbeit, daß die Pole gleichzeitiger Auslöschung zweier verzwillingter Lamellen gegeben sind durch die Gleichung $\triangle AaB' = \triangle BaB'$, wenn a einen dieser Pole, A und B, bzw. A′ und B′ die Pole der optischen Axen der beiden Individuen sind, § 13 gibt eine bequeme graphische Methode zur Bestimmung der wirklichen Winkelgröße aus den abgelesenen scheinbaren, § 14 eine Konstruktion, durch welche man aus den Max Schusterschen Auslöschungsschiefen eines Feldspates auf P und M und der Kenntnis des Pols einer der optischen Axen den Pol der anderen Axe, also auch der drei Symmetrieaxen des optischen Ellipsoides

findet, § 19 zeigt ein Mittel zur Bestimmung des Vorzeichens der Auslöschungsschiefe auf M, § 21 erweitert die Benutzung der symmetrischen Zone der Plagioklase für deren Bestimmung.

Zur vollen Ausnutzung der Fedorowschen Methode bedarf es eines Apparates, wie ihn die Figuren 150, 151, 152, bzw. Fig. 147 der ersten Hälfte dieses Bandes auf S. 205 und 206 zeigen, unbedingt und womöglich eines Mikroskops, dessen Nicols in festem Verbande zusammen drehbar sind, wie sie Fig. 125 und 126, S. 181 und 182 darstellen.

Mit diesen Vorrichtungen ist der Pol einer optischen Axe bestimmbar als Durchschnittspunkt der Auslöschungskurven, die man erhält, wenn man das Präparat um die Tischnormale und eine horizontale Axe in Fig. 151 in einer oder der anderen Reihenfolge dreht und für jeden Pol die Maximalauslöschung bestimmt. Jede Beobachtung liefert einen Pol und diese Pole eine Kurve, die sog. Auslöschungskurve. Durch Wiederholung des Verfahrens erhält man mehrere Kurven und alle diese Kurven müssen durch den Pol der optischen Axe gehen. Bei vertikaler Stellung der gefundenen Axe zeigt sich bei Drehung des Präparats in seiner Ebene keine Änderung der Aufhellung. — Bringt man die gefundene Axe bei horizontaler Lage des Präparats durch Drehung um die Vertikale in die Trace von M (d. h. in die senkrechte Ebene, welche durch den hinten vorn gerichteten Faden des Fadenkreuzes und also auch durch den vertikalen Durchmesser der sphärischen Projektion geht, so muß nach der Fresnelschen Regel (dieser Band, erste Hälfte § 135) die zweite Axe auf einen Großkreis liegen, der durch den Mittelpunkt geht, also Durchmesser der Projektion ist, und um die doppelte Auslöschungsschiefe von der Trace von M absteht. Den Pol dieser Axe auf den Großkreis findet man nach derselben Regel, wenn man die fest verbundenen Nicols um 45° und nun das Präparat um die Axe k in Fig. 151 ebenfalls dreht, so daß dieselbe Auslöschung eintritt, als wenn man die Nicols in ihrer Stellung gelassen hätte und die zweite Axe durch Drehung um die Axe k in die durch die Axe k gehende Vertikalebene gelangt wäre.

Nach einer anderen Methode bestimmt v. Fedorow die optischen Axen durch Aufsuchung der Pole von a, b, c, also der Symmetrieaxen des optischen Ellipsoides und somit der drei sich unter 90° schneidenden Symmetrieebenen desselben Ellipsoides. Sind die Pole von a, b, c gefunden, so wird b senkrecht gestellt und damit die Ebene der optischen Axen in die Horizontalebene gebracht. Wird dann die eine optische Axe hinten vorn gerichtet und die Auslöschungsschiefe gemessen, so muß diese unverändert bleiben, bei einer Drehung um die Axe k in beiden Richtungen. Die Stellung, bei der dieses Verhältnis eintritt, wird tastend gefunden. Dann liegt die zweite optische Axe um die doppelte Auslöschungsschiefe von der ersten ab.

Zur Bestimmung einer Symmetrieebene des optischen Ellipsoids dient folgendes Verfahren. Das Universaltischchen stehe horizontal, die Axe k parallel der Normalen auf M (links rechts). Axe H senkrecht auf k,

also parallel der Trace von M (hinten vorn). Man dreht das Präparat um H bis zur Dunkelstellung. Tritt diese nicht ein, so dreht man das Präparat in seiner Ebene ohne Störung der Orientierung der Drehaxen und wiederholt die Drehung um H bis zur Dunkelstellung. Dreht man nun um die Axe k, so muß die Dunkelheit erhalten bleiben. Ist das nicht der Fall, so wird die Stellung von H korrigiert, bis die Dunkelheit bei der Drehung um k erhalten bleibt. Dann liegt der Polarpunkt des Durchschnitts zweier optischen Symmetrieebenen auf der Axe H und die dritte optische Symmetrieebene steht auf H senkrecht. Sind auf diese Weise alle drei Polarpunkte von a, b, c festgestellt, dann ergibt sich die Lage der drei optischen Symmetrieebenen aus dem Umstande, daß jeder Polarpunkt und sein Axenpol auf einem durch den Mittelpunkt gehenden Großkreis liegen und der Pol einer Elastizitätsaxe und ihr Normalpunkt um 90° voneinander abliegen.

Wenn für eine Fläche einer Zone, deren Axe in M (010) liegt, die Pole von a, b, c eine bestimmte Lage haben, so ist die Lage der Pole a, b, c für eine andere Fläche eine andere, aber ihre Winkelabstände von dem Nord- und Südpol bleiben dieselben, weil bei einer Drehung um den vertikalen Durchmesser der Projektion die Pole von a, b, c sich auf Parallelkreisen bewegen. Die Zonenaxe bildet also mit den Polen a, b, c konstante Vierecke, welche durch Messung ihrer ebenen Winkel bestimmt werden können. Sind die Pole der optischen Axen bekannt, so lassen sich die Winkelabstände der Pole a, b, c vom Nord- und Südpol der Projektion berechnen und daraus ein Bestimmungsdiagramm konstruieren.

Die krystallographische Orientierung der Beobachtung ist zu suchen durch die Trace von M und P; die Trace von M entspricht der Symmetrieebene des Albitzwillings, die von P wird durch Spaltrisse gegeben. In der zusammenfassenden Übersicht seiner Resultate gibt E. von Fedorow die Winkelabstände der Pole von (010) von den Polen a, b, c.

In dem Aufsatze (87) werden die als fördersamst erfundenen Methoden der Bestimmung angegeben und beschrieben, nach denen zu verfahren ist, wenn 1. beide optischen Axen etwa in den Grenzen 15°—55° gegen die Schliffnormale geneigt sind, 2. wenn eine optische Axe weniger als 20° etwa, 3. wenn eine optische Axe in den Grenzen 15°—55° und die andere zu stark und 4. wenn beide optischen Axen über 55° gegen die Schliffnormale geneigt sind.

An anderer Stelle (88) teilt E. von Fedorow mit, wie vermittels des Universaltischchens die kalkreichen Plagioklase durch den Winkel bestimmt werden können, den die optische Normale in einem zu einer optischen Axe senkrechten Schnitt mit der Trace von M macht.

Das Vorkommen der Plagioklase in der Gesteinswelt ist ein fast unbeschränktes und sehr gering ist die Zahl derjenigen Felsarten, denen diese Feldspate durchaus fremd sind. Indessen herrschen mit Beziehung auf die Verbreitung der einzelnen Glieder der Plagioklasreihe so durchgreifende Verschiedenheiten, daß es notwendig erscheint, die Hauptgruppen einzeln zu besprechen.

Daß die reinen Albite und Oligoklasalbite in den quarzreichen Eruptivgesteinen und Gneißen in der Form der perthitischen und mikroperthitischen Verwachsungen (S. 306 und 323) mit Orthoklas und Mikroklin vorkommen, ist eine ziemlich altbekannte Tatsache. Auch ihr Auftreten in selbständigen Individuen in den pegmatitischen Ausbildungsformen der aplitischen Ganggesteine wurde schon früh festgestellt. Daß diese Feldspate aber als regelmäßige und wesentliche Gemengteile in Tiefen-, Gang- und Ergußgesteinen verbreitet sind, ist erst in den letzten 20 Jahren und anfangs fast nur auf chemischem Wege festgestellt worden, und zwar zuerst an dem Eibenstocker Granit (42) des sächsischen Erzgebirges. Erst sehr allmählich hat man die weite Verbreitung des Albits und Oligoklasalbits in den Alkaligraniten und Alkalisyeniten erkannt, die sich bei dem Ersatz der Alkaliamphibole und Alkalipyroxene durch Glimmer geradezu durch ihren Gehalt an diesen Feldspaten von den Kalkalkaligraniten und -Syeniten unterscheiden. Die frühere Annahme, daß ein hoher $SiO_2$-Gehalt der Ergußgesteine für die Bildung des Albits notwendig sei, ist durch den häufigen Nachweis von Albit in den Eläolithsyeniten vieler Fundorte widerlegt worden. Diesem Auftreten in den foyaitischen Tiefengesteinen läuft parallel die Verbreitung der Albite und Oligoklasalbite in den aplitischen Gangformen der foyaitischen Magmen, den Lestiwariten, den Pulaskitapliten und gewissen Quarztinguaiten. — Ebenso ist die Anwesenheit des Albits und des Oligoklasalbits in den Ergußformen der saureren foyaitischen Magmen, den Quarzkeratophyren und Comenditen, sowie den Keratophyren und Lahnporphyren geradezu charakteristisch gegenüber den eigentlichen Quarzporphyren, Lipariten, quarzfreien Porphyren und normalen Trachyten. Aus den Quarzkeratophyren beschrieben ihn zuerst C. W. von Gümbel (43) und besonders O. Mügge (44), aus den Comenditen S. Bertolio (45), aus den Keratophyren K. A. Lossen (46). Nur spärlich ist er bisher in den Phonolithen erkannt worden. Wo diese Ergußgesteine durch dynamometamorphe Vorgänge zu krystallinen Schiefern geworden sind, bleibt der Albit erhalten als Einsprengling und in der Grundmasse und scheint sich sogar durch Neubildung aus dem Gehalt an $NaAlSi_3O_8$ in den Kalkfeldspaten zu vermehren, so in den Porphyroiden und sog. Phyllitgneißen, wie das von Gümbel (l. c) und besonders durch Lossens schöne Untersuchungen (47) dargetan wurde. — Das Auftreten und die Verbreitung des Albits in der Grundmasse der sauren Effusivformen von granitodioritischen Magmen (echten Quarzporphyren, Quarzporphyriten, Daciten und sauren Andesiten) bedarf weiterer Aufklärung. F. Fouqué (52) wies ihn in leistenförmigen Mikrolithen in den Andesiten von Santorin nach.

Eine früher ungeahnte Verbreitung besitzt der Albit ferner in den krystallinen Schiefern, vielen Paragneißen und Feldspatphylliten. So beschreibt ihn A. Böhm (48) aus dem Gneiß des Wechselgebirges, dem nordöstlichen Ausläufer der Zentralkette der Alpen, H. von Foullon (49) aus Gneiß des Arlbergtunnels, Th. Siegert, A. Sauer und Rothpletz (50) aus Feldspatphyllit des Erzgebirges. In diesen Gesteinen ist er bald wasserhell durchsichtig, bald aber auch trotz großer Frische durch sehr reichliche Einschlüsse von kohliger Substanz, Rutilnädelchen, winzigen Flüssigkeits- und Gasinterpositionen, weißlich trübe bis dunkelgrau, auch rötlich durch Infiltration von Eisenhydroxyden. Diese Einschlüsse sind dann nicht nach den Krystallisationsgesetzen ihres Wertes geordnet, sondern folgen meistens der ursprünglichen Schichtfläche und ihren Biegungen. — Die Zwillingsbildung fehlt nicht selten ganz oder es treten an Karlsbader Zwillinge erinnernde einfache Zweihälftler auf, in deren beiden Einzelindividuen gelegentlich sehr kleine Lamellen in Zwillingsstellung eingeschaltet sind. Die Zwillingsgrenze ist oft eine ganz unregelmäßige Linie und es bleibt noch festzustellen, ob nicht diese einfachen Zweihälfter echte Karlsbader Zwillinge sind. — Sehr verbreitet ist der Albit in den aus Gabbro und Diabas hervorgegangenen Grünschiefern und gewissen Amphiboliten. Er entsteht hier aus dem Gehalt des Kalknatronfeldspates des Muttergesteins an $NaAlSi_3O_8$, während der Anorthitgehalt derselben im Zoisit und Epidot dieser Gesteine erhalten bleibt.

In sehr ähnlichen Formen nur mit meistens noch viel geringeren Dimensionen tritt der Albit in den Spilositen, Desmositen und Adinolen der Diabaskontakthöfe, sowie in Quarzknauern und Trümern der Phyllite und Tonschiefer auf.

Auch in vielen Karbonatgesteinen, Dolomiten und Kalksteinen, erscheint der Albit in einzelnen Individuen und Krystallgruppen und dann gern in der Ausbildung der Roc tourné-Zwillinge. Doch kennt man ihn hier bisher nur aus mehr oder weniger stark gefaltetem Gebirge. Seine Entstehung in diesen Gesteinen ist wohl auf den ursprünglich mergeligen Charakter derselben zurückzuführen. Diese Neubildung wird schön illustriert durch die von Arth. Issel (51) aufgefundenen Albitkrystalle im gefalteten tertiären Kalkstein der Gegend von Rovigno an der Trebbia. Die Albite umschließen hier noch die verkiesten Radiolarien des Gesteins.

In allen Gesteinen, wo er nicht regellos begrenzte Körner bildet, herrscht bei dem Albit der nach M tafelförmige Habitus. Nur in den mikrogranitischen Grundmassen der Ergußgesteine ist er oft äquidimensional mit P, M und y ausgebildet.

Oligoklas und Andesin in idiomorphen und hypidiomorphen Individuen sind oft die herrschenden Feldspate in den Dioriten und begleiten allenthalben den Orthoklas der Kalkalkaligranite und -Syenite. In den Syeniten und Graniten erscheint neben ihnen oder statt ihrer nur recht selten ein basischerer Plagioklas und zwar fast ausschließlich in den pyroxenführenden Abarten dieser Gesteine; in den Dioriten, zumal den quarzarmen, werden Oligoklas und Andesin dagegen oft durch Labrador, sehr ausnahmsweise durch noch basischere Feldspate vertreten. Struktur und Einschlüsse sind die gleichen und gleichgeordnet, wie beim Orthoklas, mit welchem Oligoklas und Andesin gern parallel verwachsen sind und von dem sie oft poikilitisch eingeschlossen werden. Wo die Form deutlich zu erkennen ist, verweist sie meistens auf den dicktafelförmigen Habitus der Figuren 175 und 183, seltener auf dünntafelförmige Gestaltung nach M. Die Zwillingslamellierung fehlt wohl nur sehr selten, wenn je, und die Lamellen pflegen recht schmal zu sein Mit demselben Habitus erscheint der Oligoklas in dem Ganggefolge dieser Gesteine und in ihren paläovulkanischen effusiven Äquivalenten; doch ist hier der dünntafelförmige Habitus häufiger, als in den Tiefengesteinen. In den neovulkanischen Ergußformen dieser Gesteine, Trachyten, Daciten und Andesiten, haben Oligoklas und Andesin den Mikrotincharakter, solange die Gesteine frisch sind. Als Grundmassegemengteile derselben und noch basischerer Ergußgesteine zeigen diese Feldspate herrschend die Leistenform mit starker Streckung nach der Kante P : M und mit diesen beiden Flächen im Gleichgewicht. Überaus charakteristisch für diese Feldspate, wie für alle Plagioklaseinsprenglinge der Ergußgesteine, ist der Reichtum an Glaseinschlüssen, die sie oft förmlich netzartig durchziehen (Bd. I. 2, Taf. XII, Fig. 3), oder zonar, zentral oder peripherisch geordnet, selten einzeln und regellos verteilt sind. — In den Tiefengesteinen der theralitischen Magmen sind Oligoklas und Andesin recht selten, dagegen in den Effusivformen derselben Magmen (andesitoiden Trachydoleriten des Siebengebirges, Tephriten und Basaniten) als Grundmassegemengteil häufig, wobei dann die Einsprenglinge dem Labrador anzugehören pflegen.

Innerhalb der krystallinen Schieferformation kennt man Oligoklas und Andesin nur aus Ortho- und Paragneißen mit den Eigenschaften der Tiefengesteinsfeldspate.

Mit dem Namen Sonnenstein werden gewisse großblättrige Oligoklase bezeichnet, die durch Einlagerung von Eisenglanzlamellen einen schönen roten Farbenschiller erhalten. Das bekannteste Vorkommen von Twedestrand wurde zuerst von Th. Scheerer (53) mikroskopisch untersucht. Er gibt an, daß die Eisenglanzblättchen vorwiegend auf den Flächen P, M und einem Prisma, z. T. auch parallel der Fläche 2P (221) liegen. H. Tertsch (54) fand die Lamellen nahezu parallel einer Fläche $^2/_3P'\bar{2}$ (213) liegend. Interessant ist seine Beobachtung, daß manche Blättchen durch mehrere Zwillingslamellen des Feldspates ununterbrochen hindurchsetzten und dabei regelmäßig an der Lamellengrenze geknickt waren, als ob die Zwillingslamellierung jünger als die Einschlüsse und mechanischen Ursprungs wäre.

Der Labradorit als Gemengteil der Tiefengesteine und ihres Ganggefolges hat den derben Habitus. Wenn schon er als ein oft reichlicher Begleiter des Orthoklases hinaufsteigt bis in die Syenite vom Gröbatypus und in vereinzelte Granite, so hat er doch seinen Hauptsitz in den basischen Dioriten und insbesondere in den Gabbro- und Noritgesteinen. Ebenso findet er sich in den Essexiten, einigen Monzoniten und ge-

wissen Theralithen. Allenthalben zeigt er in diesen Felsarten den dick- bis dünntafelförmigen Habitus nach der Fläche M mit meistens sehr deutlicher und breitlamellarer Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz, oft mit gleichzeitiger Entwicklung zahlreicher Lamellen nach dem Periklingesetz. Das Karlsbader Gesetz, obschon keineswegs fehlend, ist doch im ganzen ungleich seltener ausgebildet, als bei den saureren Plagioklasen. Bisweilen fehlt die Zwillingslamellierung gänzlich. In den Gabbrogesteinen, gelegentlich auch in Ophiten und körnigen Diabasen, und in manchen Essexiten zeigt das sonst farblose Mineral in seiner ganzen Ausdehnung, oder doch in seinen zentralen Teilen oft eine eigentümlich graue bis graubraune oder rostbraune Farbe. Dieselbe rührt von Interpositionen her, welche trotz aller Verschiedenheit in der Form wesentlich den Eisenerzen und dem Titaneisenerz anzugehören scheinen. Besonders charakteristisch sind lange undurchsichtige oder bräunlich durchscheinende Blättchen von hexagonalen, rhombischen oder unregelmäßigen Umrissen, wahrscheinlich Ilmenit oder Hämatit. Daneben treten nadelförmige, meist sehr geradlinige, dann aber auch wohl gebogene, geknickte oder in reihenförmig geordnete Körnchen zerfallende Mikrolithe auf. In vielen Vorkommnissen sinken diese Interpositionen zu staubartig feinen, selbst bei starker Vergrößerung nicht näher bestimmbaren Dimensionen herab. Schon G. Rose (55) kannte diese in endloser Wiederholung beschriebenen Gebilde aus den Gabbros von Neurode in Schlesien. In ganz besonderer Schönheit erscheinen sie in den durch ihr herrliches Farbenspiel und ihre Großblättrigkeit berühmten Labradoriten von der Pauls Insel, Küste von Labrador, von Ojamo in Finnland und aus der Gegend vom Kiew, mit denen sich zahlreiche Spezialuntersuchungen von Hessel (56), Senff (57), N. Nordenskjöld (58), Brewster (59), E. Reusch (60), H. Vogelsang (61) und A. Schrauf (62) beschäftigen. — Außerdem enthalten diese Tiefengesteinslabradorite oft Einschlüsse von Pyroxenen, von Olivin und Hornblende, sowie von Flüssigkeiten.

In den Einsprenglingen der Ergußgesteine hat der Labradorit eine größere Verbreitung. Von den Pyroxenquarzporphyren und den Biotithypersthentrachyten durch die Quarzporphyrite, Porphyrite, Dacite und Andesite herab bis zu den Basalten und ebenso in den Trachydoleriten, Tephriten und Basaniten ist er bekannt. Von den oben erwähnten Ausnahmen abgesehen fehlen hier die in den Tiefengesteinen beschriebenen charakteristischen Interpositionen und die dadurch bedingte dunkle Färbung. Dagegen sind Glaseinschlüsse häufig. Der Habitus ist fast immer dünntafelförmig nach M und das Aussehen, solange die Gesteine frisch sind, glasig. In der mikrolithischen Feldspatgeneration der Ergußgesteine scheint der Labradorit den höheren Typen zu fehlen und beginnt erst in der Andesitfamilie. Sein Habitus ist dann meistens leistenförmig mit starker Streckung nach der Kante P : M.

Dem Sedimentgebirge ist der Labradorit fremd. Im Bereich der krystallinen Schiefer kennt man ihn aus der Amphibolitfamilie und aus einzelnen Kalksilikatfelsen und Orthopyroxengneißen.

Anorthit und Bytownit beginnen bei den Tiefengesteinen in vereinzelten Dioriten, die man besser zu den Hornblendegabbros stellen würde, und haben ihren Hauptsitz in der Gabbrofamilie, zumal in deren olivinreichen Abarten. In der Ergußgesteinsreihe erscheinen sie unter den Einsprenglingen gewisser Andesite und werden häufiger in den Basalten. In beiderlei Gesteinsfamilien haben sie dieselben Charaktere, wie der Labradorit. Besonders häufig begegnet man ihnen in den intratellurischen körnigen Ausscheidungen der Andesite und Basalte, die als Einschlüsse in diesen oder als Bomben zutage gefördert werden.

Dem Sedimentgebirge sind sie ebenso fremd, wie der Labradorit und wie dieser finden sie sich, wenn auch selten in den Amphiboliten der krystallinen Schieferformation. Eine beträchtliche Verbreitung gewinnen sie in der aus Kalksandsteinen und Mergeln hervorgegangenen Kalksilikatfelsen des Schwarzwaldes (63).

Über die basischen, zu Bytownit und Anorthit gehörigen Plagioklase, welche man Amphodelit, Latrobit, Indianit, Rosellan, Polyargit und Pyrrholith genannt hat, und über deren pseudophitische Umwandlung berichtete H. Fischer (64). Ihre optische Untersuchung führte A. Des Cloizeaux (l. c.) durch. — Die zuckerkörnigen, daher

von Glocker Saccharit genannten, feldspatreichen Gemenge, welche nester- und trumartig im schlesischen Serpentin von Jordansmühl auftreten, besprachen A. von Lasaulx (65) und Th. Liebisch (66).

Die Umwandlung der Plagioklase ist eine verschiedene — je nach ihrer Zusammensetzung. Bei dem Albit ist sie überhaupt selten zu beobachten und führt dann, wie bei dem Orthoklas bald zur Bildung eines farblosen Glimmers, bald zu Kaolin oder einem anderen Tonmineral, in beiden Fällen unter Ausscheidung von Quarz. — Analog verläuft die Verwitterung auch bei Oligoklas und Andesin, nur daß hier Calcit oder Epidot als Nebenprodukte außerordentlich verbreitet sind. Bei den Ca-reicheren Plagioklasen tritt dieser Vorgang seltener in die Erscheinung und die Epidot-, seltener die Carbonatbildung wird reichlicher. — Statt des Glimmers und Kaolins entsteht bei den Ca-reichen Feldspaten nicht selten Hydrargillit, ein Vorgang, welcher wohl zuerst von Liebrich (67) aus Basalten des Vogelsbergs beschrieben wurde, und den man in Melaphyren und Diabasen oft beobachtet. — Die Umwandlung in Zeolithe ist besonders bei den Albiten und Oligoklasalbiten der foyaitischen Tiefen-, Gang- und Ergußgesteine verbreitet, fehlt aber auch bei den Plagioklasen der gabbro-peridotitischen Gesteinsreihen nicht und wurde hier schon von J. H. Kloos (68) beschrieben.

Mehr den Charakter eines lokalen Vorganges hat die Umwandlung der Kalknatronfeldspate in pseudophitische Substanzen, wobei also der Kalk- und Alkaligehalt des Feldspates durch MgO und FeO aus assozierten Mineralien ersetzt wurde. R. von Drasche (69), V. von Zepharovich (70) und P. Groth (71) beschrieben diese Umwandlung von Feldspaten aus körnigem Kalke. Sie kommt, wenn auch nicht eben sehr verbreitet, ebenso in Gabbrogesteinen vor.

Die künstliche Darstellung der Plagioklase ist auf verschiedenen Wegen gelungen. So stellten Hautefeuille (72) und Friedel und Sarasin (73) den Albit ganz nach denselben Methoden dar, durch welche sie den Orthoklas hatten krystallisieren lassen (cf. S. 308), Ch. und G. Friedel (74) durch Einwirkung von Ätzkalk und Chlorcalcium auf Muscovit unter Druck und bei hoher Temperatur den Anorthit. — Weitaus am wichtigsten ist jedoch die von F. Fouqué und A. Michel-Lévy (75) ausgeführte Darstellung der Plagioklase aus dem direkten Schmelzfluß. Sie erhielten durch Schmelzung der Bestandteile dieser Feldspate Gläser, aus denen bei längerer Erhaltung im viscosen Zustande die Feldspate mehr oder weniger vollständig in denselben mikrolithischen Formen krystallisierten, die sie in den vulkanischen Gesteinen besitzen. Ganz besonders deutlich sind die auf diese Weise entstandenen Krystalle des Anorthits und Labradorits, sehr klein diejenigen des Oligoklases, ziemlich undeutlich diejenigen des Albits. Es ist zu erwähnen, daß bei der durchaus gleichen Behandlung von Mischungsverhältnissen von Albit und Anorthit in anderen Proportionen nach Angabe dieser Forscher ein Zerfall in zwei dieser Plagioklase stattfand. Bei den Versuchen über die Krystallisation einer wasserhaltigen Schmelze von $SiO_2$ und $AlO_2Na$ fand E. Baur (79) für die Ausscheidung des Albits dieselben Gesetzmäßigkeiten, wie sie S. 308 für die künstliche Darstellung des Orthoklases unter gleichen Bedingungen mitgeteilt wurden. — Die zufällige Bildung von Anorthit bei dem Brande von Kornhaufen beobachtete Vélain (76), ebenso Mallard (77) bei Kohlenbränden in Commentry und Cranzac. — Daß bei der Erstarrung einer Schmelze von Melanit und Idokras sich Anorthit bildet, wurde von Des Cloizeaux, Dölter u. a. wahrgenommen.

Literatur. (1) S. B. A. 1876. 24. II. S. 147 und N. J. 1876. 689. 714. — (2) T. M. M. 1874. 269. — (3) T. M. P. M. **6**. 1884. 139. — (4) N. J. 1891. II. 280. — (5) N. J. 1883. II. 97. — (6) N. J. 1881. II. 164—192. — (7) T. M. P. M. **13**. 1893. 414. — (8) T. M. P. M. **17**. 1897. 97. — (9) T. M. P. M. **17**. 1897. 485. — (10) S. W. A. 1864. Dec. 2. Cl. Bd. L. — (11) N. J. B. B. **1**. 1881. 203. — (12) S. B. A. **19**. 1899. 361. — (13) Z. X. **22**. 1894. 321. — (14) Z. X. **32**. 1900. 113. — (15) Z. X. **32**. 1900. 318. — (16) Z. X. **30**. 1898. 436. — (17) C. R. **61**. 1890. 846. — (18) T. M. P. M. **20**. 1900. 56. — (19) Z. X. **35**. 361. — (20) T. M. P. M. **22**. 1903. 159. — (21) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 648. — (22) Bull. Soc. min. Fr. **17**. 1894. 425. — (23) S. B. A. **19**. 1899. 346. — (24) Z. X. **31**. 1899. 484. — (25) T. M. P. M. **19**. 1900. 321. — (26) Z. X. **22**. 257.

— (27) Z. X. **30**. 436. — (28) Etude sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces au point de vue de la classification des roches. Paris 1894. — (29) T. M. P. M. **12**. 1891. 443. — (30) T. M. P. M. **19**. 243. — (31) S. W. A. I. Abtl. 1899. **108**. 1. Mai. — (32) Z. X. **36**. 1902. 407. — (33) Z. X. **20**. 1894. 229. — (34) T. M. P. M. **14**. 1894. 430. — (35) Atti R. Accad. Lincei. Roma **13**. 1904. 190. — (36) Über eine neue Methode die Feldspate auch in Gesteinen zu bestimmen. Budapest 1876. — (37) Bull. Soc. min. Fr. **4**. 1881. 103. — (38) T. M. P. M. **5**. 1882. 189. — (39) Bull. Soc. min. Fr. **17**. 1894. 306. — (40) Annual Report U. S. geol. Survey. Washington **18**. part. III. 1898. 34. — (41) T. M. P. M. **18**. 1900. 556. — (42) Erläuterungen zu den Sektionen Eibenstock und Schneeberg der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1883 und 1884. — (43) Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenlande und dem westlichen Vorlande. Gotha 1879. — (44) N. J. B. B. **8**. 1893. 535. — (45) Rend. R. Accad. Linc. **4**. 1895. 48. — (46) Z. D. G. G. **32**. 1880. 175; **34**. 1882. 199 und 455. — (47) Z. D. G. G. **19**. 1867. 557 et passim; **31**. 1879. 441. — (48) T. M. P. M. **5**. 1883. 202. — (49) Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **35**. 1885. 56. — (50) Erläuterungen zu Sektion Burkhardtsdorf und zu Sektion Schellenberg-Flöha der geol. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1879 und 1881. — (51) N. J. 1890. I. — 7 —. — (52) Santorin et des éruptions. Paris 1879 und Nouveaux procédés d'analyse médiate des roches et leur application aux laves des dernières éruptions de Santorin. Mém. prés. par divers savants. Paris **22**. No. 11. 1874. — (53) Pogg. Ann. **64**. 1845. 153; cf. Isaac Lea, Proceed. Acad. of nat. sc. Philadelphia 1866. 110. — (54) T. M. P. M. **21**. 1902. 248. — (55) Z. D. G. G. **19**. 1867. 276. — (56) Pogg. Ann. **79**. 1850. 442 und Kastners Archiv f. d. ges. Naturw. **10**. 1827. 273. — (57) Pogg. Ann. **17**. 1829. 352. — (58) Pogg. Ann. **19**. 1830. 179. — (59) Trans. Roy. Soc. of Edinburgh. **9**. 1881. — (60) Pogg. Ann. **120**. 1863. 95. — (61) Archives Néerlandaises **3**. 1868. — (62) S. W. A. **60**. 1869. Dec. — (63) H. Rosenbusch, Mitteil. d. Gr. Bad. geol. Landesanstalt **4**. Heft 3. 1901. — (64) Kritische, mikroskop.-mineralogische Studien. 1. Fortsetzung. Freiburg i. B. 1871. 40. — (65) N. J. 1878. 623. — (66) Z. D. G. G. **29**. 1877. 735. — (67) Beitrag zur Kenntnis des Beauxits im Vogelsberg. Gießen 1891. — (68) N. J. B. B. **3**. 1884. 37. — (69) T. M. M. 1873. 125. — (70) T. M. M. 1874. 7. — (71) Das Gneißgebirge von Markirch im Ober-Elsaß. Straßburg 1877. 59. — (72) C. R. **84**. 1877. 1301 und **90**. 1880. 830. — (73) C. R. **97**. 1883. 290. — (74) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 233. — (75) C. R. **87**. 1878. 700. — (76) Bull. Soc. min. Fr. **1**. 1878. 113. — (77) Bull. Soc. min. Fr. **4**. 1881. 230. — (78) S. W. A. **112**. Abtl. I. 1903. 355. — (79) Zeitschr. f. physik. Chemie **42**. 1903. 567. — (80) Z. X. **30**. 1898. 23. — (81) Z. X. **30**. 1898. 36. — (82) T. M. P. M. **14**. 1894. 375 und 415. — (83) T. M. P. M. **16**. 1897. 180. — (84) C. R. **133**. 1901. 60. — (85) Z. X. **26**. 1895. 225. — (86) Z. X. **27**. 1896. 337. — (87) Z. X. **29**. 1898. 604. — (88) Z. X. **25**. 1895. 94.

## Disthen.

Chem.: $Al_2SiO_5$ mit kleinen Mengen von $Fe_2O_3$.

a : b : c = 0.8994 : 1 : 0.7090; $\alpha = 90° 5'.5$, $\beta = 101° 2'$, $\gamma = 105° 44'.5$ nach G. vom Rath (1).

Morph.: M = $\infty P\breve{\infty}$ (100), T = $\infty P\breve{\infty}$ (010), l = $\infty P'$ (110), o = $\infty'P$ (1$\bar{1}$0), P = oP (001), r = $'P,\breve{\infty}$ (0$\bar{1}$1), n = $,P'\breve{\infty}$ (011) u. a. Formen. Gewöhnlich nur M, T, P, l, o. — Habitus säulenförmig nach c mit stark vorherrschendem M, schmalem T, l und o; nicht selten ohne terminale Krystallflächen, zackig abgebrochen, flach gerundet oder sich ausfasernd. Zwillinge sehr verbreitet nach verschiedenen Gesetzen: 1. Zwillingsaxe die Normale zu M (100) mit einspringenden Winkeln auf T und P, das häufigste Gesetz, oft in polysynthetischer Wiederholung; — 2. Zwillings-

axe die in der Fläche M liegende Normale zur Kante T/M, Verwachsungsfläche M, einspringende Winkel auf T; — 3. Zwillingsaxe die Kante M : T, Verwachsungsfläche M, einspringende Winkel auf P; — 4. Zwillingsaxe die Normale auf P, gewöhnlich polysynthetisch und nach M. Bauer (2) Druckzwillingsbildung; — 5. Staurolithartige Durchkreuzungszwillinge nach $(\bar{2}\bar{1}2)$, deren Vertikalaxen sich unter etwa 60° schneiden, nicht selten bei den mikroskopischen Krystallen in den Paragonitschiefern.

| | | |
|---|---|---|
| $100:010 = 73°56'$ | $100:1\bar{1}0 = 48°18'$ | $001:110 = 80°28'$ |
| $100:001 = 78°30'$ | $100:110 = 34°17'$ | $100:011 = 71°37'$ |
| $010:001 = 86°45'$ | $001:1\bar{1}0 = 82°27'$ | $001:011 = 34°44'$ |

Koh.: Spaltbarkeit nach M (100) vollkommen und durch scharfe Risse ausgedrückt; die der Spaltung nach T (010) entsprechenden Risse kürzer, öfter abspringend, spärlicher und weniger scharf. — Die Teilbarkeit nach P (001) entspricht, wie M. Bauer zeigte, einer Gleitfläche,

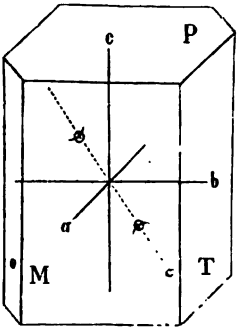


Fig. 200.

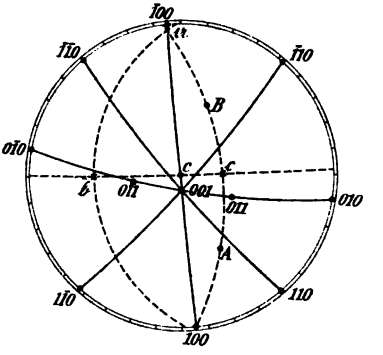


Fig. 201.

durch deren Vorhandensein sich die oft sehr starken Biegungen der Krystalle erklären. Die ihr entsprechenden Risse verschmälern sich gern von der Peripherie des Krystalls nach deren Inneren hin, endigen öfter gebogen und ausgefasert und liegen in Gruppen zusammen, während andere Teile des Krystalls sie nicht zeigen. Auch das Doma $\frac{3}{8}P,\infty$ $(\bar{3}08)$ tritt als Gleitfläche auf. — H. = 4—5 auf M parallel zu T, 6—7 auf M parallel zu P, 7 auf T. — Sp. G. = 3.56—3.67.

Opt.: Glasglanz, auf M (100) ins Perlmutterartige. — Farbe blau, weiß, oft diese Farben nach Kern und Schale, oder in Zonen, auch in unregelmäßigen Flecken wechselnd; selten grün oder schwarz. Im durchfallenden Lichte farblos, hellblau, auch wohl grünlichblau pigmentiert; bisweilen durch kohlige Partikel bis fast zur Undurchsichtigkeit getrübt. — Brechungsvermögen hoch, negative Doppelbrechung schwach. — Ebene der optischen Axen fast genau senkrecht auf M (100). Ihre Trace bei richtiger Stellung des Krystalls auf M (100) gegen die Kante M : T $(100 : 0\bar{1}0)$ etwa 30° (27°—35°) von oben links nach unten rechts geneigt (Fig. 201). Die spitze negative Bisektrix fast senkrecht auf

M (100). 2V groß. Dispersion sehr schwach $v < \varrho$, schwach geneigt und deutlich gekreuzt, zumal bei Parallelstellung.

| | | | |
|---|---|---|---|
| $\alpha_{na} = 1.7171$ | $\beta_{na} = 1.7222$ | $\gamma_{na} = 1.7290$ | E. A. Wülfing |
| $\alpha_{na} = 1.7124$ | — | — | K. Zimanyi (14) |
| | $\beta_\varrho = 1.720$ | | A. Des Cloizeaux |
| $\alpha = 1.712$ | $\beta = 1.720$ | $\gamma = 1.728$ | A. Michel-Lévy und |
| $\gamma - \alpha = 0.0119$ | $\gamma - \beta = 0.0068$ | $\beta - \alpha = 0.0051$ | [A. Lacroix (13) |

$2V_{na} = 82^\circ\ 10'$ nach Wülfing, $2V_\varrho = 82^\circ\ 16'$ und $82^\circ\ 44'$ nach A. Des Cloizeaux (3). — Nahe übereinstimmende Zahlen gibt O. Korn (4).

Nach Messungen von E. A. Wülfing bildet die bei richtiger krystallographischer Stellung des Blättchens oben links austretende Axe (Fig. 201) den kleineren Winkel mit der Plattennormale, welche in Wasser von 22°—24° 0° 58' gegen die Ebene der optischen Axen geneigt ist. Die Neigungen der Axen gegen die auf dem optischen Hauptschnitt und auf M senkrechte Ebene wurden gemessen zu

$55^\circ\ 50' \pm 9'$ für Li $55^\circ\ 49' + 10'$ für Na $55^\circ\ 48' + 5'$ für Tl

an der oben links austretenden Axe,

$60^\circ\ 35' + 5'$ für Li $60^\circ\ 34' + 6'$ für Na $60^\circ\ 32' \pm 1'$ für Tl

an der anderen Axe.

Mit $\beta_{na} = 1.7222$ und dem Brechungsexponenten für Wasser (1.3327) erhält man hieraus für die erste Axe den wahren Winkel im Mineral zu $39^\circ\ 48' + 8'$ für die zweite $42^\circ\ 23' + 5'$, also $2V_{na} = 82^\circ\ 11' \pm 13'$ und die Neigung der negativen spitzen Bisektrix gegen die auf M und die optische Axenebene senkrechte Ebene zu 1° 24' nach rechts unten. — Die Auslöschungsschiefe auf M gegen die Kante M : T wurde zu $29^\circ\ 16' \pm 5'$ für Na gefunden. Der horizontale Balken der linken Axe ist oben gelb, unten blau gesäumt, der der rechten umgekehrt oben blau, unten gelb.

Die Auslöschungsschiefe nach c' auf T gegen die Kante T : M berechnet sich zu $-4^\circ\ 50'$, diejenige auf P gegen die Kante P/M zu $-2^\circ\ 19'$. Auf Disthenen anderer Fundorte wurde die Auslöschung auf T zu 7°—8°, auf P ziemlich parallel den Spaltrissen nach M gefunden.

Die Brechungsexponenten fand Wülfing an einem Prisma, dessen eine Fläche parallel M lag, bei senkrechter Incidenz mit einem Fehler von $\pm 0.0002$ für $\beta$, $\pm 0.0003$ für $\gamma$. Aus $\gamma$, $\beta$ und V wurde berechnet $\alpha = 1.7171$.

Zur Kontrolle der Doppelbrechung bestimmte er mit dem Babinetschen Kompensator direkt $\gamma - \beta = 0.00670$, 0.00680 und 0.00691 an drei verschiedenen Blättchen.

Am Disthen von Litchfield ist 2V merklich kleiner.

Pleochroismus schwach und nur bei den deutlich gefärbten Vorkommen wahrnehmbar im Dünnschliff, die Farben wechseln zwischen bläulich und farblos, am stärksten auf Schnitten nach T (010). Pleochroismus und Färbung verschwinden durch Glühen.

Reakt.: V. d. L. unschmelzbar; mit Kobaltsolution geglüht blaue Färbung. Von Säuren unangreifbar, selbst gegen Flußsäure sehr widerstandsfähig. — Wl. Vernadsky (5) zeigte, daß Disthen durch Glühen bei einer Temperatur von 1200°—1330° C in ein Aggregat übergeht, welches das sp. G., die Härte und die optischen Eigenschaften des Sillimanits besitzt. E. H. M. Beckman (12) bestätigt die Umwandlung der schiefen Auslöschung in die gerade, findet aber das Brechungsvermögen gesunken auf 1.62 und das sp. G. auf 3.24.

Diagn.: Vom Sillimanit und Andalusit unterscheidet den Disthen das Krystallsystem und die Spaltung, vom Sillimanit überdies die niedrige Doppelbrechung und der große Axenwinkel, vom Topas das höhere Brechungsvermögen, die Spaltung und das Krystallsystem, vom Zoisit und den farblosen Epidoten die Lage der Axenebene gegen die Spaltung, von dem blauen Serendibit und Dumortierit der Pleochroismus; von den blauen Amphibolen die Spaltung und das höhere Brechungsvermögen.

Vork. Der Disthen fehlt den Eruptivgesteinen gänzlich; auch in den Kontaktzonen der Eruptivgesteine ist er nur ausnahmsweise vorhanden. Sein Verbreitungsgebiet liegt in den krystallinen Schiefern. Aus den Gneißen des niederösterreichischen Waldviertels beschrieb ihn Fr. Becke (6), aus Eklogiten und Amphiboliten verschiedener Fundorte G. R. Ries (7), aus Eklogit von Jagersfontein in Südafrika E. Cohen (8), aus schwarzwälder Amphiboliten A. Sauer (9), aus mährischen Granuliten F. Suess (10).

In vorzüglicher Schönheit begegnet man dem Disthen in mikroskopischer Ausbildung in Granuliten des Silberbucks bei Hinterzarten und in den Kalksilikatfelsen von der Fehren bei Neustadt im Schwarzwalde. In Paragonit- und Muscovitschiefern ist er sehr verbreitet. Granat ist sein fast konstanter, Staurolith ein häufiger Begleiter. Mit Granat und Hornblende assoziiert er sich gern zu kelyphitischen Gemengen, die schon H. B. Patton (11) von Einsiedel bei Marienbad in Böhmen beschrieb. — Fast allein, mit Glimmer gemengt, bildet er die Disthenschiefer des Val Piora am Südabhang des St. Gotthard. Einschlüsse von Muscovit, Quarz, Turmalin und Rutil kommen gelegentlich und immer spärlich vor. Umwandlungsphänomene sind äußerst selten. Es entsteht dann Muscovit, der bisweilen durch Limonit getrübt ist.

Literatur. (1) Z. X. **3**. 1879. 1; **5**. 1881. 17. — (2) Z. D. G. G. **30**. 1878. 283; **31**. 1879. 244; **32**. 1880. 717. — (3) Man. de Min. **1**. 1862. 186. — (4) Z. X. **7**. 595. — (5) Bull. Soc. min. Fr. **12**. 1889. 447. — (6) T. M. P. M. **4**. 1882. 225. — (7) T. M. P. M. **1**. 1878. 195. — (8) N. J. 1879. 864. — (9) Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der geol. Spezialkarte des Großh. Baden. Heidelberg 1893. 19. — (10) Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 190. — (11) T. M. P. M. **9**. 1888. 134. — (12) Kon. Akad. van Wetensch. Amsterdam Proceed. 1902. 240. — (13) C. R. **106**. 1888. 778. — (14) Z. X. **22**. 1894. 354.

## Serendibit (1).

Chem.: $(Mg, Ca, Fe)_{10}B_2Al_{10}Si_6O_{40}$ mit $SiO_2$ 25.33, $Al_2O_3$ 34.96. FeO 4.17, MgO 14.91, CaO 14.56, $Na_2O + Li_2O$ 0.51, $K_2O$ 0.22, $P_2O_5$ 0.48, Glühverlust 0.69, $B_2O_3$ (aus der Differenz bestimmt) 4.17, $S^a$ 100.00

Triklin oder monoklin (?). Axenverhältnis unbekannt.

Morph.: Körner und Tafeln von sechsseitiger Begrenzung, die nach einem Kantenpaare gestreckt sind. G. T. Prior (2) beobachtete, daß das lange Kantenpaar in einem Durchschnitt mit den beiden anderen Kanten Winkel von 138° und 122°, diese miteinander 104° einschlossen. Stark polysynthetisch verzwillingt nach Art der Kalknatronfeldspate. Die Trace der Zwillingsebene geht parallel dem langen Kantenpaare der Tafeln.

Koh.: Spaltbarkeit fehlt. Bruch flachmuschlig. — H. = 7 etwa. — Sp. G. = 3.42.

Opt.: Glasglanz. Farbe blau von hell himmelblau bis tief indigoblau. — Brechungsvermögen ähnlich, wie bei Diopsid, etwa 1.7. Doppelbrechung schwach. Pleochroismus stark zwischen blaß gelblichgrün bis fast farblos und himmelblau oder in einer anderen Abart zwischen bräun-

lichgelb und tief indigoblau. An einem von Herrn Coomáraswámy verehrten Präparat konnte ich beobachten, daß in Schnitten genau oder sehr angenähert senkrecht zur Zwillingsebene, also mit symmetrischer Auslöschung der Zwillingslamellen, die Auslöschungsschiefe bis auf 40° beiderseits der Zwillingsebene steigt. In den Schnitten mit Auslöschungsschiefen von 35°—40° zwischen der Richtung der größten Elastizität in der Schliffebene und der Trace der Zwillingsebene tritt auf den Zwillingslamellen beiderseits die spitze positive Bisektrix eines großen 2Va ziemlich senkrecht aus. Die Hyperbeln liegen schon außerhalb des Gesichtsfeldes bei Beobachtung mit Objektiv Fuess Nr. 7. Solche Schnitte haben die Form breiter Tafeln und zeigen schwachen Pleochroismus in hellblauen Tönen. Tiefblaue Farbe haben die Schwingungen parallel der kleinsten Elastizität. — G. T. Prior fand, daß bei einer symmetrischen Auslöschung von etwa 15° (nach welcher Elastizitätsaxe?) auf beiden Lamellensystemen eine optische Axe nahezu senkrecht austrat.

Reakt.: Unschmelzbar. Wird selbst von HF wenig angegriffen. Beim Glühen im Röhrchen entweicht etwas Wasser mit unsicheren Spuren von Fluor. Mit Flußspat und $HKSO_4$ grüne Flammenfärbung durch Bor.

Diagn.: Von den blauen Amphibolen scheidet den Serendibit der Mangel der Spaltbarkeit, von Grandidierit, Dumortierit und Sapphirin die polysynthetische Zwillingslamellierung und das Krystallsystem.

Der Serendibit wurde gefunden in den Mondsteingruben bei Gangapitiya, 12 miles östlich von Kandy in Ceylon, wo zwischen den den Mondstein liefernden Lagen von sauren Augengranuliten und Lagen von körnigem Kalk zunächst an diesem 2.5—5 cm mächtige Lagen von reinem Diopsid und dann nach den Granuliten hin 1.25—2.5 cm mächtige Lagen eines Gemenges von Diopsid, Serendibit und grünem Spinell mit gelegentlichen geringen Beimengungen von Skapolith und Plagioklas sich einstellen.

Literatur. (1) A. K. Coomáraswámy, The crystalline limestones of Ceylon. Q. J. G. S. **58**. 1902. 399, vgl. auch Nature **65**. 1902. 383. — (2) Min. Mag. **13**. 1903. 224.

## Axinit.

Chem.: $Ca_7Al_4B_2(SiO_4)_8$, worin Ca in wechselnden Mengen durch Fe, Mn und $H_2$, Al durch $\overset{III}{Fe}$ in kleinem Betrage vertreten wird nach W. E. Ford (7).

a : b : c = 0.4921 : 1 : 0.4797; $\alpha = 82°\ 54'$, $\beta = 91°\ 52'$, $\gamma = 131°\ 32'$.

Morph.: p = ∞'P (1$\bar{1}$0), u = ∞P' (110), r = 'P (1$\bar{1}$1), a = ∞P$\bar{\infty}$ (100), s = 2'P'$\bar{\infty}$ (201), x = P' (111), b = ∞P$\bar{\infty}$ (010), c = oP (001), z = ½P (1$\bar{1}$2), y = 2,P'$\bar{\infty}$ (021) u. a. Formen. Herrschend und oft ausschließlich vorhanden sind p, u, r, s, x, a, fast stets mit vertikaler Streifung auf p und u, mit Streifung parallel der Kante gegen p auf r. — Habitus wechselnd, meist tafelförmig nach einer der Flächen p, u oder r (Fig. 202).

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 100 : 010 | = 48°21' | 1$\bar{1}$0 : 110 | = 44°29' | 100 : 201 | = 21°37' | 110 : 201 | = 27°57' |
| 100 : 001 | = 93°49' | 1$\bar{1}$0 : 1$\bar{1}$1 | = 45°15' | 1$\bar{1}$1 : 111 | = 40°46' | 110 : 111 | = 30°33' |
| 010 : 001 | = 97°50' | 1$\bar{1}$0 : 201 | = 33°18' | 1$\bar{1}$1 : 201 | = 36°25' | 111 : 021 | = 29°47' |
| 1$\bar{1}$0 : 100 | = 28°55' | 1$\bar{1}$0 : 111 | = 49°25' | 201 : 111 | = 16°7' | 001 : 1$\bar{1}$2 | = 27°19' |

Sehr charakteristisch sind die herrschenden scharfen, spitzwinkligen Kanten der Krystalle. — Eckige Körner. Derbe Massen.

Koh.: Spaltung deutlich nach b (010), spurenweise und durch deutliche Risse nicht zum Ausdruck kommend nach c (001) und anderen Flächen. — Bruch muschlig. — H. = 6.5—7. — Sp. G. = 3.27—3.29.

Opt.: Starker Glasglanz. Farbe nelkenbraun, bräunlichviolett, pflaumenblau, perlgrau, pfirsichblütrot; im durchfallenden Lichte im Dünnschliff farblos, sehr matt gelblich, blaßgraubraun oder violett. — Brechungsvermögen kräftig, negative Doppelbrechung gering. — Ebene der optischen Axen bildet mit der Kante x/r (111 : 1$\bar{1}$1) 24° 40′, mit der Kante x/p (111 : 1$\bar{1}$0) 40° nach A. Des Cloizeaux (1), dem wir die

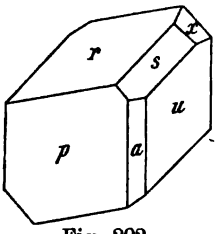


Fig. 202.

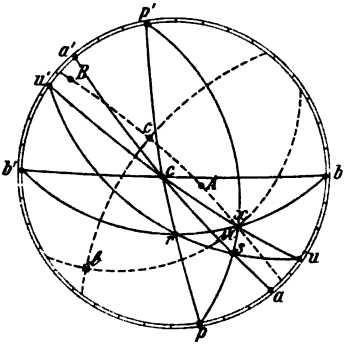


Fig. 203.

optische Kenntnis des Axinits überhaupt verdanken. Die spitze negative Bisektrix fast senkrecht auf x (111) (Fig. 203). — Winkel der optischen Axen schwankend, aber groß; Dispersion $\varrho < v$, deutlich geneigt und horizontal.

$\alpha_\varrho = 1.6720$ $\beta_\varrho = 1.6779$ $\gamma_\varrho = 1.6810$, $2V_\varrho = 71°\,38'$ $2E_\varrho = 158°\,13'$ Des Cloiz. (1)
$\alpha_v = 1.6850$ $\beta_v = 1.6918$ $\gamma_v = 1.6954$, $2V_v = 71°\,49'$ $2E_v = 165°\,38'$ „
$(\gamma - \alpha)_\varrho = 0.0090$ $(\gamma - \beta)_\varrho = 0.0031$ $(\beta - \alpha)_\varrho = 0.0059$
$(\gamma - \alpha)_v = 0.0104$ $(\gamma - \beta)_v = 0.0036$ $(\beta - \alpha)_v = 0.0068$.

An anderen Platten fand derselbe bei $\beta_\varrho = 1.678$, $2V_\varrho = 74° 17'$, bei $\beta_v = 1.691$, $2V_v = 74° 39'$, ferner bei $\beta_\varrho = 1.678$, $2E_\varrho = 158° 16'$, bei $\beta_v = 1.693$, $2E_v = 168° 37'$. Auch an derselben Platte schwankt 2V von Stelle zu Stelle.

Der in dickeren Platten sehr schöne Pleochroismus a blaßolivengrün bis farblos, b dunkelviolblau, c zimmetbraun ist im Dünnschliff nicht oder doch kaum wahrnehmbar.

Reakt.: Schmilzt unter Aufblähen leicht zu einem dunkelgrünen bis schwarzen Glase und färbt dabei die Oxydationsflamme blaßgrün. Mit Borax in der Oxydationsflamme eine amethystfarbige Perle (Mn), die in der Reduktionsflamme gelb wird (Fe). Mit $HKSO_4$ und $CaF_2$ geschmolzen grüne Flammenfärbung. — Von Säuren nur wenig angegriffen, nach dem Schmelzen mit Salzsäure gelatinierend.

Diagn.: Bei idiomorpher Begrenzung die Form, wenn diese fehlt, die Verbindung der kräftigen Lichtbrechung mit der quarzähnlich schwachen Doppelbrechung und der Spaltung ist das für die mikroskopische Bestimmung charakteristische. Die chemische Prüfung des leicht isolierbaren Minerals kontrolliert die mikroskopische Diagnose.

Vork. Der Axinit kommt in vereinzelten Individuen öfter in Drusen von Granit und Diabas und besonders in den Kontakthöfen dieser Eruptivgesteine vor. Als wesentlicher Gemengteil erscheint er in einem von Frossard (2) Limurit genannten Kontaktgebilde pyrenäischer Granite, welches von F. Zirkel (3) als ein Gemenge von Axinit mit blaßgrünem Augit, dunkelgrüner Hornblende, etwas Quarz, Calcit, Titanit und Eisenerzen aus dem Tale von Lesponne beschrieben wurde. In anderen Gebieten enthalten die Limurite reichlich Epidotmineralien. Es sind echte Kalksilikathornfelse von bisweilen überraschend grobem Korn. A. Lacroix (4) betont die stets idiomorphe Ausbildung des Axinits in den Limuriten, die nach ihm auch bisweilen Albit und Orthit führen. — W. H. Twelvetrees und W. F. Pettered (5) beschreiben tasmanische J. Collett Moulden (16) südaustralische Limurite.

Literatur. (1) Man. de. Min. 1862. 517. — (2) Limur. Explorations minéral. dans les Hautes-Pyrenées. Vannes. 1878. — (3) N. J. 1879. 397. — (4) Bull. du Service de la Carte géol. de la France. 10. No. 64. Paris 1898 und No. 71. Paris 1900. — (5) Proceed. Roy. Soc. Tasmania. 1897 und 1899. 56. — (6) Trans. Roy. Soc. of South Australia. 1895. 72. — (7) Amer. Journ. 15. 1903. 195.

## Ainigmatit (Cossyrit).

Chem.: Formel nicht feststehend. Ainigmatit von Grönland nach Forsberg bei Brögger (1): $SiO_2$ 37.92, $TiO_2$ 7.57, $Al_2O_3$ 3.23, $Fe_2O_3$ 5.81, FeO 35.88, MnO 1.00, MgO 0.33, CaO 1.36, $Na_2O$ 6.58, $K_2O$ 0.51, $S^a$ 100.19. — Cossyrit von Pantelleria nach H. Förstner (2) $SiO_2$ 43.55, $Al_2O_3$ 4.96, $Fe_2O_3$ 7.97, FeO 32.87, MnO 1.98, CuO 0.39, MgO 0.86, CaO 2.01, $Na_2O$ 5.29, $K_2O$ 0.33, $S^a$ 100.21.

$a : b : c = 0.68 : 1 : 0.35$, $\alpha = 90°$, $\beta = 101° 52'$, $\gamma = 90°$.

Morph.: $a = \infty P\infty$ (100), $b = \infty P\bar{\infty}$ (010), $m = \infty P'$ (110), $\mu = \infty'P$ ($1\bar{1}0$), $e = \infty P'\bar{3}$ (120), $\varepsilon = \infty'P\bar{3}$ ($1\bar{3}0$), $z = 2'P,\bar{\infty}$ ($0\bar{2}1$), $\zeta = 2,P'\bar{\infty}$ (021), $r = P$, ($\bar{1}\bar{1}1$), $R = ,P$ ($\bar{1}11$), $k = P'$ (111) und mehrere Brachypyramiden. Habitus säulenförmig, amphibolartig. Zwillingsbildung nach b (010), auch polysynthetisch. — Rundliche Körner. — Gemessene Winkel nach Förstner am Cossyrit (C), nach Brögger am Ainigmatit (A)

| C | A | C | C | A |
|---|---|---|---|---|
| $100:001 = 78°8'$ | | $010:1\bar{3}0 = 26°27'$ | $0\bar{2}1:1\bar{1}0$ | $62°23'.5$ |
| $0\bar{1}0:001 = 89°38'$ | | $0\bar{1}0:1\bar{3}0 = 27°9'$ | $010:11\bar{1} = 71°29'$ | |
| $010:110 = 56°38'$—$56°45'$ | | $021:001 = 34°3'$ | $110:11\bar{1} = 65°18'$ | |
| $0\bar{1}0:1\bar{1}0 = 57°6'$ —$57°8'.5$ | | $0\bar{2}1:001 = 34°9'$ | $001:111 = 29°7'$ | |
| $110:1\bar{1}0 = 65°55'$—$66°4'$ | | $0\bar{2}1:110 = 80°5'$ | $111:11\bar{1} = 64°6'$ | |

Koh.: Spaltung vollkommen nach m (110) und $\mu$ ($1\bar{1}0$), fast so gut wie bei Amphibolen. Die Spaltrisse besonders zahlreich und scharf in Schnitten senkrecht zur Prismenaxe und nach b (010), weniger ausgeprägt in Schnitten, die auf der stumpfen Prismenkante liegen. — Bruch

uneben. — H. = 5.5. — Sp. G. = 3.80 (Lorenzen), 3.86 (Breithaupt) bei Ainigmatit, 3.74 = 3.75 (Förstner) bei Cossyrit.

Opt.: Glasglanz. — Im auffallenden Lichte schwarz, nur in dünnsten Schliffen durchsichtig mit rotbrauner bis tiefschwärzlich brauner Farbe. Strich rotbraun. — Brechungsvermögen etwa wie bei Hornblende; Doppelbrechung gering. Mit dem Babinetschen Kompensator gemessen war $\gamma - \alpha = 0.0064$. Optische Orientierung nicht genau bekannt, ungefähr wie Fig. 204 angibt. Die Ebene der optischen Axen nach W. C. Brögger (1) nahezu parallel b (010), die erste positive Bisektrix tritt „ungefähr im spitzen Winkel zwischen den Axen a und b aus"; 2E wird zu 60° etwa geschätzt, Dispersion wird für $\varrho < v$ gehalten. Auslöschungsschiefe auf a (100) gegen die Spaltrisse 3° nach Förstner bei Cossyrit, 3° 46′ nach Brögger, 5° nach eigenen Messungen bei dem Ainigmatit von Nangakasik in Grönland und geht durch den rechten oberen Quadranten. Auslöschungsschiefe auf b (010) gegen die Spaltrisse 39° (Förstner) bei Cossyrit, 44° 57′ nach Bröggers und eigenen Beobachtungen. Auslöschungsschiefe auf den Prismenflächen 30°, bzw. 37° gegen die Spaltrisse. Alle diese Werte sind wegen der Lichtundurchlässigkeit nur sehr angenähert richtig. Da nur Spaltrisse vorlagen, konnten die rechte und linke Prismenfläche nicht unterschieden werden. Nach der Konstruktion der Fig. 204, die sich auf Bröggers Angaben stützt, hat $1\bar{1}0$ die Auslöschungsschiefe von 30°, 110 die von 37°. Auf b (010) tritt im konvergenten Lichte die optische Normale wenig schief aus.

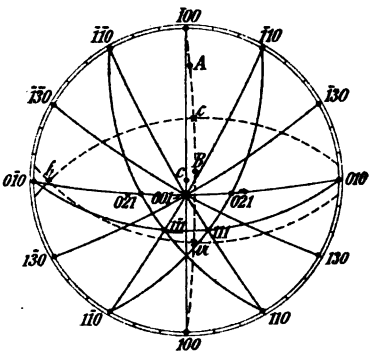


Fig. 204.

Pleochroismus: c braunschwarz, b tief kastanienbraun, a heller rotbraun (Brögger) für Ainigmatit und Cossyrit. Die fast vollständige Absorption aller Lichtarten mit Ausnahme der roten erschwert außerordentlich die Bestimmung des relativen Wertes der Elastizitätsaxen. Sie wurden bei den eigenen Beobachtungen aus dem Sinne der Verschiebung des mittleren Interferenzstreifens ($o\lambda$) im Babinetschen Kompensator (cf. Bd. I. 1, S. 301) erschlossen.

Reakt.: V. d. L. leicht zu bräunlichschwarzem Glase schmelzend. Von Salzsäure teilweise zersetzt.

Diagn.: Die sehr schwache Doppelbrechung in Verbindung mit dem kräftigen Brechungsvermögen, der fast vollkommenen Absorption aller nicht roten Schwingungen und der guten Spaltbarkeit findet sich bei keinem anderen bekannten Mineral.

Vork. Der Cossyrit bildet einen Gemengteil der Pantellerite neben Augit, Ägirin und Alkaliamphibolen, der Ainigmatit findet sich in Eläolithsyeniten bei Nangakasik bei

Julianehaab in Grönland in Begleitung von Arfvedsonit und Ägirin, mit denen er auch verwächst. W. Ramsay beobachtete ihn in den foyaitischen Gesteinen der Halbinsel Kola. Vereinzelt begegnet man ihm in den Alkalisyeniten, Eläolithsyeniten, Paisaniten und Tinguaiten der meisten Verbreitungsgebiete dieser Gesteine. — Am Umptek ist er nach V. Hackman (3) öfters von einem filzigen Gewebe und von Büscheln feiner Nadeln umgeben, die ein Umwandlungsprodukt zu sein scheinen. Sie haben starke Licht- und Doppelbrechung, in der Längsrichtung c oder b strohgelb, in der Querrichtung a oder b braun.

Literatur. (1) Z. X. **16**. 1890. 423. — (2) Z. X. 5. 1881. 348. — (3) Petrographische Beschreibung des Nephelinsyenits vom Umptek und einiger ihn begleitender Gesteine. Kuopio 1894.

## Hjortdahlit.

Chem.: Wesentlich $4\,Ca(Si, Zr)O_3 . Na_2ZrO_2F_2$ mit $SiO_2$ 31.60, $ZrO_2$ 21.48, $TiO_2$ 1.50, $Fe_2O_3$ 0.34, FeO 0.94, MnO 0.96, CaO 32.53, MgO 0.10, $Na_2O$ 6.53, $H_2O$ 0.58, F 5.83, $S^a$ 102.39 nach Cleve bei Brögger (1).

$a : b : c = 0.99835 : 1 : 0.35125$, $\alpha = 89° 22'.5$, $\beta = 90° 37'$, $\gamma = 90° 6'$.

Morph.: a = $\infty P\bar{\infty}$ (100), b = $\infty P\bar{\infty}$ (010), m = $\infty P$,' (110), M = $\infty'$,P ($1\bar{1}0$), h = $\infty'$,$P\bar{2}$ ($2\bar{1}0$), k = $\infty'$,$P\bar{2}$ (120), v = 'P'$\bar{\infty}$ (101), p = P' (111), g = P, ($\bar{1}\bar{1}1$), e = 'P ($1\bar{1}1$) und die Makropyramiden (311) ($3\bar{1}1$) und ($\bar{3}\bar{1}1$). Stets idiomorph, gestreckt nach der Prismenaxe und stets sehr stark abgeplattet nach a (100) (Fig. 205 und 206).

| | | |
|---|---|---|
| $100 : 010 = 89° 54'.5$ | $100 : 101 = 70° 4'$ | $010 : 111 = 72° 14'$ |
| $100 : 1\bar{1}0 = 44° 59'.5$ | $100 : 111 = 71° 1'.5$ | $0\bar{1}0 : 1\bar{1}1 = 71° 13'.5$ |
| $110 : 1\bar{1}0 = 89° 53'.5$ | $100 : 1\bar{1}1 = 71° 12'$ | $1\bar{1}0 : 1\bar{1}1 = 62° 53'$ |
| $100 : 110 = 44° 54'$ | $\bar{1}00 : \bar{1}\bar{1}1 = 72° 11'$ | $111 : 1\bar{1}1 = 36° 33'$ |

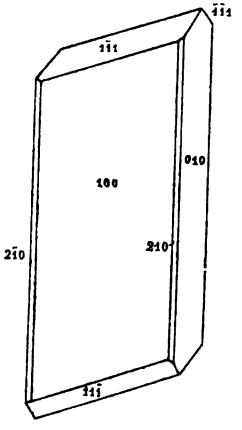



Fig. 205.

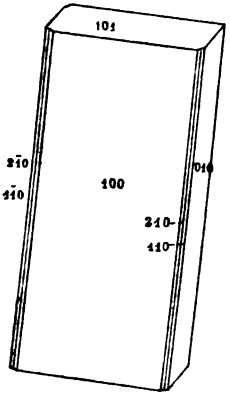



Fig. 206.

Die Krystalle sind durchweg polysynthetische Zwillinge nach dem Gesetze: Zwillingsaxe die Vertikale, Verwachsungsebene a (100).

Koh.: Spaltung sehr unvollkommen nach zwei auf der Fläche a (100) symmetrisch zu c liegenden und sich etwa senkrecht schneidenden Richtungen, spurenhaft nach b (010). Äußerst spröde und rissig. — H. = 5—5.5. — Sp. G. = 3.267.

Opt.: Glasglanz auf Krystallflächen, Fettglanz auf Bruchflächen. Farbe strohgelb, weingelb, schwefelgelb bis honiggelb, selten gelblichbraun, im durchfallenden Licht farblos, gelblichweiß bis weingelb. — Lichtbrechung stark, etwa 1.68—1.71, positive Doppelbrechung schwach. $\gamma - \alpha = 0.0123$ mit dem Kompensator gemessen. Nach W. C. Brögger tritt die spitze Bisektrix schief auf a (100) im Oktanten vlo, die stumpfe schief auf b (010) aus. Die der Axenebene entsprechende

Schwingung bildet auf a (100) mit der Vertikalaxe etwa 65°, auf b (010) mit derselben Richtung etwa 74° 30'. Die der Vertikalaxe nächstgelegene Schwingung entspricht also der Axe mittlerer Elastizität und diese tritt im Oktanten oben links aus. Die Ebene der optischen Axen weicht nur wenige Grade von der Fläche $\bar{1}\bar{1}1$ ab. — 2V groß.

Pleochroismus schwach a fast farblos, b gelblichweiß, c weingelb. im Dünnschliffe meistens nicht wahrnehmbar.

Reakt.: V. d. L. leicht zu gelblich weißem Email schmelzend; mit Salzsäure gelatinierend.

Diagn.: Der Hjortdahlit unterscheidet sich vom Wöhlerit und Låvenit durch die schwächere Doppelbrechung, vom Rinkit und Johnstrupit durch den Mangel einer guten Spaltbarkeit, von diesen allen durch das Krystallsystem.

Der Hjortdahlit ist bisher nur aus einem Eläolithsyenitgang der Insel Midtre Arö im Langesundfjord bekannt, wo ihn W. C. Brögger auffand.

Literatur. (1) Z. X. **16**. 1890. 367.

## Hainit.

Chem.: Nach G. Blumrich (1) ein Silikat mit Na, Ca, Ti, Zr. — Mg und Al fehlen; vielleicht Ce-haltig.

Triklin. — Axenverhältnis unbekannt.

Morph.: Zackige Nädelchen und schwammig durchbrochene Blättchen. In einer Prismenzone mit breitem a (100), schmalem b (010) und sehr schmalem m ($h\bar{k}o$ wurde gemessen: $100:010 = 78°\,14'$, $010:\bar{h}ko = 31°.5$. Berührungszwillinge mit a (100) als Zwillingsebene nicht selten.

Koh.: Spaltung nach b (010) ziemlich vollkommen, andeutungsweise auch nach a (100). Bruch uneben ins Muschlige. Spröde. H. = 5 etwa. Sp. G. = 3.184.

Opt.: Starker Glasglanz ins Diamantartige. Farbe hellweingelb, in der Richtung der Prismenaxe honiggelb. — Brechungsvermögen 1.7 etwa, positive Doppelbrechung etwa 0.012 im Maximum. Ebene der optischen Axen und spitze Bisektrix nahezu senkrecht auf b (010); in Schnitten senkrecht zur Kante a/b fast senkrechter Austritt der stumpfen negativen Bisektrix. Auf a (100) gerade Auslöschung, auf b (010) 4° schief gegen die Kante a/b, auf Schnitten senkrecht zur Prismenzone 16.5° schief gegen die Trace von a (100). Auslöschung unvollkommen wohl infolge kräftiger Bisektricendispersion. — 2E groß, Dispersion stark $\varrho > v$. — Pleochroismus c blaß weingelb > b noch heller gelb > a farblos.

Reakt.: In der Bunsenflamme zur Kugel schmelzend. — Salzsäure, Flußsäure und verdünnte Schwefelsäure zersetzen Hainit rasch, konzentrierte Schwefelsäure langsam. Bei einer bestimmten Konzentration der Schwefelsäure bedeckt sich der Hainit mit einem Filz von Gipskrystallen und mit zarten, optisch positiven hexagonalen Prismen, wie Cerit und Rinkit.

Diagn.: Hainit hat negativen optischen Charakter der Prismenzone, Hjortdahlit bald positiven, bald negativen Charakter.

Vork.: Hainit wurde von G. Blumrich in der Grundmasse des Phonoliths vom Hohen Hain bei Mildenau in Böhmen, und in Ägirintrümchen dieses Gesteins, sowie in kleinen Drusenräumen desselben entdeckt und auch in den Phonolithen vom Selnitzberg und Borschen bei Bilin, Spitzberg und Schloßberg bei Brüx, Geiersberg bei Friedland und Tannenberg bei Kreibitz erkannt. — Nach J. E. Hibsch (2) im Phonolith zwischen Mühlörzen und Reichen.

Literatur. (1) T. M. P. M. **13**. 1893. 472. — (2) T. M. P. M. **17**. 1897. 1.

## Homogene Aggregate.

Die doppelbrechenden Aggregate sind unter dem Mikroskop bei hinreichender Feinheit des Kornes dadurch charakterisiert, daß ihre Durchschnitte zwischen gekreuzten Nicols bei keiner Stellung dunkel werden. Es liegen eben die verschiedenen, das Aggregat bildenden Substanzen derart neben-, durch- und übereinander, daß ihre Hauptschnitte nicht zusammenfallen. — Die Art der Farbenverteilung in den Aggregaten zwischen gekreuzten Nicols gibt gewöhnlich Aufschluß über die Struktur des Aggregats, indem einer körnigen, fasrigen oder blättrigen Aggregatstruktur ein punktartiger, streifiger oder fleckiger Farbenwechsel entspricht.

### Chalcedon.

Chem.: Wesentlich $SiO_2$ mit einem wechselnden, aber kleinen bis auf 0 sinkenden Gehalt an $H_2O$. Anscheinend stets Gemenge einer krystallinen Modifikation des Siliciumdioxydes, die nicht Quarz ist, mit wechselnden, aber kleinen Mengen von Opal, bzw. Hydrophan. Die Anwesenheit der Opalkieselsäure und die äußerst fein porose Struktur, welche durch Auslaugung dieser hervorgerufen wird, bringt die Imbibitionsfähigkeit der Chalcedone und die häufigen, erdigen und matten Umrindungen derselben hervor.

Morph.: Konkretionäre Massen von kugeliger, nierenförmiger, traubenförmiger, stalaktitischer und unregelmäßig knolliger Form mit meistens radial-, selten parallel-faseriger bis blättriger Struktur. Auch Spaltenausfüllungen und Überzüge auf Klüften. Die Längsdimensionen der Fasern und Blättchen wechseln in weiten Grenzen, die Querdimensionen sind stets sehr gering und sinken bis zum Unmeßbaren hinab. Die einzelnen Fasern tragen oft in sehr spitzem Winkel angesetzte kleinere Fasern, die sich ihrerseits wieder zerschleißen und so in Verbindung mit der beigemengten Opalsubstanz eine recht vollkommene Raumerfüllung ermöglichen. Sie zeigen alle Übergänge von schmalen Faserbüscheln zu kleineren und größeren Kugelsektoren und vollendeten Sphärokrystallen (Bd. I. 1, Taf. XI, Fig. 1). — Mit der radialfaserigen

Struktur kombiniert sich oft eine konzentrisch-schalige. Wo mehrere Büschel, Sektoren oder Kugeln sich berühren, ist die Berührungsfläche oft auffallend eben und glatt, ähnlich wie das bei dem roten und braunen Glaskopf der Fall ist.

Koh.: Spaltung fehlt. Bruch eben bis flachmuschlig. — Härte etwas geringer als bei Quarz, bei den lockeren Verwitterungskrusten der Chalcedone infolge der lockeren Struktur scheinbar sehr gering. — Sp. G. = 2.59—2.64, in manchen Abarten (Lussatit) sinkend bis auf 2.04 nach Mallard (1).

Opt.: Glanz wachsartig bis matt. — Durchscheinend, kantendurchscheinend, undurchsichtig. — Farbe weiß, grau, gelb, hell bis tiefbräunlich, milchblau in verschiedenen Nuancen, hellrosa, auch schwarz, bei dem Achat in Zonen wechselnd. Im durchfallenden Lichte farblos, gelblich bräunlich. — Lichtbrechung gering, nach A. Des Cloizeaux $n_\varrho = 1.537$ beim eigentlichen Chalcedon. — Optisch zweiaxig. Doppelbrechung etwas größer als bei Quarz. Wallérant (2) bestimmte am Quarzin von Cuise durch Totalreflexion.

$$\alpha_C = 1.531 \qquad \beta_C = 1.534 \qquad \gamma_C = 1.540$$
$$\alpha_D = 1.5325 \qquad \beta_D = 1.5355 \qquad \gamma_D = 1.5435$$
$$\alpha_F = 1.537 \qquad \beta_F = 1.540 \qquad \gamma_F = 1.548$$
$$(\gamma-\alpha)_D = 0.011, \quad (\gamma-\beta)_D = 0.008, \quad (\beta-\alpha)_D = 0.003.$$

2V meistens klein, bis etwa 40° im Maximum, verschieden bei den verschiedenen Unterarten.

Bei Chalcedon im engeren Sinne beobachtete Verf., daß die Fasern parallele Auslöschung und negativen Charakter der Faseraxe besitzen. Zentrische Schnitte durch eine Chalcedonkugel zeigen das sphärolithische Interferenzkreuz mit negativem Charakter und bei Einstellung auf das Zentrum solcher Schnitte gelingt es nicht, das Bertrandsche Kreuz der einaxigen Krystalle zu beobachten. Danach mußte man den Chalcedon als rhombisch auffassen. Tangentiale Schnitte zeigen feinste Aggregatpolarisation und lassen eine Interferenzfigur nicht beobachten. Daß die Ebene der optischen Axen parallel der Faseraxe liege und in gewissen Schnitten den Austritt einer spitzen positiven Bisektrix mit kleinem 2V = 30" im Maximum bedinge, fanden A. Michel-Lévy und Munier-Chalmas (3). Der Axenwinkel sinkt oft beträchtlich infolge von Überlagerungen der Fasern. Da in der Längsrichtung der Fasern die Hauptschnitte $\alpha\gamma$ und $\beta\gamma$ liegen, so wechselt die Doppelbrechung in den einzelnen Fasern von sehr kleinem Werte bis zum Maximum, je nach der Schnittlage. Die genannten Autoren beobachteten, daß in gewissen, zumal in den langfaserigen Chalcedonen die Stärke der Doppelbrechung in einer und derselben Faser auffallend verschieden war und erklären die Erscheinung nicht durch wechselnde Dicke der Faser, sondern durch eine schraubenförmige Drehung der Elastizitätsaxe c um die in der Faseraxe liegende größte Elastizitätsaxe. Diese Drehung kann nach rechts oder nach links vor sich gehen.

Quarzin nannten A. Michel-Lévy und Munier-Chalmas (4 und 3) ein faseriges Kieselmineral, welches die äußeren Schalen von Chalcedonkügelchen bildet, die bei Longpont und in der Oberen Kreide der Haute-Garonne (Propiary, Auzas) auftreten und ihrerseits von Quarz überzogen werden. Der Quarzin ist mehr divergent strahlig-blättrig, als faserig. Der Längsrichtung der Strahlen parallel liegt die Axe der kleinsten Elastizität. In tangentialen Schnitten, welche infolge der Abplattung nach dem Hauptschnitt $\beta\gamma$ wieder etwas faserig mit positivem Charakter der Fasern erscheinen, tritt die spitze positive Bisektrix zweier bis zu 35° gegeneinander im Mineral geneigten optischen Axen aus. Die Ebene der optischen Axen liegt wieder in der Längsrichtung der Strahlen, wie bei Chalcedon, und zugleich senkrecht zur längsten Richtung der tangentialen Querschnitte. Wo solche Tangentialschnitte an der Grenze gegen die äußere Quarzhülle hin geführt wurden, sind die Quarzinstrahlen öfter in drei Sektoren von 120° geordnet, die parallel der Halbierungslinie dieser Winkel fein gestreift sind. Dann zeigen die zentralen, also genau senkrecht zur Strahlenaxe gelegenen Stellen den Austritt der positiven Axe eines einaxigen Minerals, die peripherisch gelegenen Stellen dagegen lassen eine positive spitze Bisektrix austreten. Man hätte also gewissermaßen den Aufbau eines positiven einaxigen Minerals (Quarz) aus drei Systemen zweiaxiger Strahlen, die sich unter 120° zueinander ordnen. Wallérant (2) hat diesen Aufbau bei Quarzin aus den Sanden von Cuise und aus dem Granit von Aubiers in der Vendée weiter verfolgt und seine Beziehungen zum Quarz festgestellt. Nach seinen Beobachtungen bildet der Quarzin, in Übereinstimmung mit den Angaben der anderen Autoren, zylindrische Fasern, doch fand er, daß mit der Längsaxe, wenn ihr die Auslöschung parallel ist, bald die Axe der kleinsten, bald die der größten, bald die der mittleren Elastizität zusammenfällt. Ebenso konstatierte er, daß in der Faseraxe keine der Elastizitätsaxen lag, sondern daß die Faseraxe in den Hauptschnitt cb fiel und hier gegen c bald unter 57", bald unter 33" geneigt, also in zwei zueinander senkrechten Richtungen orientiert war. Man kann dieser Tatsache Ausdruck geben, indem man sagt, daß Mischungen von Chalcedon, Quarzin und Lutecit vorlagen, aber auch indem man sagt, daß Chalcedon, Quarzin und Lutecit identisch sind und daß es nur ein faseriges Siliciumdioxyd gibt, dessen Faserrichtung eine in verschiedenen Fällen verschiedene ist.

Barvíř (9) beschreibt Quarzin in kleinen chalcedonartigen Sphärolithen, die selten 1 mm Durchmesser erreichen und eine höckerige Oberfläche haben aus dem ostböhmischen Pläner zwischen Herman Mestec und Nakal mit positiver Faseraxe, chalcedonartiger Lichtbrechung, niedriger als bei Quarz, und mit der Doppelbrechung des Quarzes. $2E = 23°—28°$. Sp. G. = 2.607—2.625. — H. = 6.5.

Anhang. Eine andere Form der faserigen Kieselmineralien beschrieben A. Michel-Lévy und Munier-Chalmas (4 und 3) unter

dem Namen Lutecit. Im Grobkalk der Umgebung von Paris bildet er etwas abgeplattete halbkugelförmige Sphärokrystalle, deren Basalschnitte bisweilen einen Zerfall in 8 Hauptsektoren erkennen lassen. Diese werden von Quarz umhüllt, welcher je wie die Quarzinbündel orientiert ist, auf welchen er sitzt. Der Quarz endlich trägt die Lutecitkrystalle. Es sind flache anscheinend hexagonale und mit ihrer Basis verwachsene, aber durch eine kontinuierliche Rinne getrennte Pyramiden. Ihr Basalschnitt hat 2 Winkel von etwa 130° und 4 von etwa 115°, ist also nur disymmetrisch und der Lutecit also nicht hexagonal. Die auf der einen Symmetrieebene senkrechten, scheinbaren Pyramidenflächen schneiden sich unter etwa 47°. Der Aufbau dieser Pyramiden ist ein recht komplizierter. Jede Pyramide besteht aus 6 Sektoren, welche von den durch die Polkanten und die scheinbare hexagonale Hauptaxe gelegten Ebenen begrenzt werden. In jeder dieser Ebenen liegt ein Fasersystem, welches mit der scheinbaren Hauptaxe 73°, mit der Pyramidenkante 46° macht. Jeder Sektor des Basalschnitts zeigt zwei sich kreuzende Lamellensysteme. Die Lamellen oder Fasern sind zweiaxig; die durch c und b gehende Ebene fällt zusammen mit der Grenzebene der Sektoren durch die scheinbare Hauptaxe und die Pyramidenkante, und c macht mit der ersteren einen Winkel von ungefähr 36°, mit der Normalen zur letzteren ungefähr 7°.

E. Mallard (5) beschreibt unter dem Namen Lussatit milchige Überzüge mit warziger Oberfläche auf den mit Bitumen vorkommenden Quarzkrystallen von Pont-du-Chateau und mit Chalcedonkonkretionen von Lussat (Puy-de-Dôme). Die Substanz ist faserig-blättrig, die Fasern stehen senkrecht auf dem Quarz. Ihre Doppelbrechung ist schwächer, als die des Quarzes und in der Faseraxe liegt die Axe der kleinsten Elastizität, wie bei dem Quarzin. Für Na-Licht war der Durchschnittsbrechungsexponent 1.446. — Sp. G. = 2.04, nach starkem Glühen = 1.94. Die Analyse der bei 100° getrockneten Substanz ergab fast reines $SiO_2$ mit 7.9 und 8.3 % $H_2O$, welches bei 1000° vollständig entweicht. Die Doppelbrechung und ihr Charakter ändern sich nicht durch Glühen. Der Wassergehalt wird einer auch mikroskopisch nachweisbaren Beimengung von Opal zugeschrieben, der Lussatit selbst für wasserfrei gehalten. E. Mallard fand den Lussatit wieder in Gesellschaft des bläulichen Opals von Tresztyan in Siebenbürgen auf Limonit und im Opal der Far-Öer.

Bei Bojanovics nördlich von Znaim in Böhmen treten ebenso, wie nach Barvíř in westmährischen Serpentinen, Opale auf, die Lussatit, Quarzin, Chalcedon und Lutecit enthalten. Nach Slavik (10) sind diese Opale dicht, grünlich, knollenförmig und werden von $^1/_4$ bis 1 mm breiten Streifen von Lussatit in faserigen Aggregaten durchzogen. Die Fasern haben positive Längsrichtung, kleineren Brechungsexponenten als Kanadabalsam und die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.004$. Sp. G. = 2.27 infolge einer Beimengung von Quarz; löslich in Alkalikarbonatlaugen, weniger in Kalilauge. Slavik möchte den Lussatit für identisch mit Tridymit halten.

Pseudochalcedon nennt A. Lacroix (6) einen Chalcedon, der schalenartig Quarzrosetten im Oberen Lutécien unweit Val-de-Grâce, Paris, überzieht. Er hat sphärolithischen Bau mit gerader Auslöschung der Fasern, mit deren Längsrichtung die Axe größter Elastizität zusammenfällt, wie bei dem normalen Chalcedon. Hier aber ist die Faseraxe zugleich spitze Bisektrix eines kleinen 2V, also der optische Charakter des Minerals negativ, während er bei Chalcedon und Quarzin positiv ist. — Sp. G. = 2.5 etwa. $\gamma - \alpha = 0.0045$ im Maximum. Stets gemengt mit Opal und Quarz. Dieselbe Substanz findet sich auf Erzgängen von Châtelaudren, Côtes-du-Nord, und la Poype (Jura) in alternierenden Schalen mit normalem Chalcedon. Ebenso im madagassischen Jura von Port Bergé. Im verkieselten Oolith (Bathonien) von La Selle Bruyère bei St. Amand (Cher) umhüllt der Pseudochalcedon schalenartig die in einen Quarzgranosphärit umgewandelten Oolithkörner.

Reakt.: Alle faserigen Kieselmineralien verhalten sich chemisch wie ein Gemenge von Opal und von Quarz.

Diagn.: Von den faserigen und strahligen Zeolithen unterscheiden sich alle Chalcedone durch ihr Verhalten gegen Säuren. Zur Unterscheidung voneinander, wenn man eine Unterscheidung der aufgestellten Typen festhalten will, dient zunächst der optische Charakter der Faserrichtung, welcher bei Chalcedon und Pseudochalcedon negativ, bei Quarzin und Lussatit positiv ist. Chalcedon und Pseudochalcedon unterscheidet man in Querschnitten, welche bei Pseudochalcedon das Interferenzbild zweiaxiger Krystalle senkrecht zur spitzen, bei Chalcedon dasjenige senkrecht zur stumpfen Bisektrix eines sehr kleinen 2V zeigen. Überdies ist die Maximaldoppelbrechung bei Pseudochalcedon noch nicht halb so groß wie bei Chalcedon. — Ob Lussatit und Quarzin sich überhaupt durch irgend etwas, als die weit reichlichere Beimengung des Opals im Lussatit unterscheiden, bleibt zweifelhaft. Den Lutecit unterscheidet von allen anderen faserigen Kieselmineralien die gegen die Faserrichtung schiefe Auslöschung.

Vork.: Alle Chalcedone treten, nicht selten sogar in einem und demselben Aggregat in wechselnden Schalen verbunden, unter gleichen geologischen Bedingungen auf. Sie erscheinen als Auslaugungsprodukte von Eruptivgesteinen auf Klüften und Rissen in Tiefen- und Ganggesteinen selten, in den Mandelräumen und auf Klüften der Ergußgesteine häufig. Selten findet man sie auch auf Erzgängen, auf Quarzgängen und in Gangform innerhalb der Sedimente. — Verbreitet sind die Chalcedone in konkretionären Massen und in Pseudomorphosen nach Oolithkörnern oder als Versteinerungsmittel in den Sedimenten selbst. So besonders in dem Tertiär des Pariser Beckens und in der Kreide, seltener im Jura und in der Trias. Die Vorkommnisse in der Kreide und im Tertiär von Paris sind besonders eingehend von A. Lacroix und A. Cayeux (7) studiert worden. Eine gedrängte Übersicht seiner Forschungen gibt A. Lacroix in seiner Minéralogie de la France et de ses colonies. III. 1. fasc. Paris. 1901. 120 ff. — Als Zement im mittleren Buntsandstein erscheint der Chalcedon nach F. Schalch (8) bei Thannheim unfern Villingen.

Literatur. (1) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 62. — (2) Bull. Soc. min. Fr. **20**. 1897. 52. — (3) Bull. Soc. min. Fr. **15**. 1893. 159. — (4) C. R. 24 Mars 1890. — (5) Bull. Soc. min. Fr. **13**. 1890. 62. — (6) C. R. **130**. 1900. 430. — (7) Contributions à l'étude

micrographique des Terrains sédimentaires. Lille 1897. — (8) Erläuter. zu Blatt Villingen der geol. Spezialkarte des Großh. Baden. Heidelberg 1899. 20. — (9) Sitzungsber. d. böhm. Ges. d. Wiss. Prag. März 1893. 10. — (10) N. J. Zentralbl. 1901. 690.

## Serpentin.

Chem.: $H_4(Mg, Fe)_3Si_2O_9$. Oft mit Spuren von NiO, CoO, $Cr_2O_3$.

Krystallsystem wahrscheinlich rhombisch. Axenverhältnis unbekannt.

Morph.: Aggregate von sehr mikrokrystallinem Gefüge, bald faserig (Faserserpentine), bald blättrig (Blätterserpentine).

In den Faserserpentinen ist die Anordnung der Fasern bald eine parallele, wie beim Chrysotil, bald eine mehr oder weniger schwach divergente, wie bei Metaxit, bald eine deutlich radiale, wie bei Pikrolith, dessen Aggregate I. Ordnung indessen gewöhnlich nicht Kugelform haben, sondern makroskopisch dicht, mikroskopisch aber als Rotationsellipsoide sich darstellen. Diese drei Strukturformen, die man als Chrysotilserpentine, Metaxitserpentine und Pikrolithserpentine bezeichnen kann, treten oft in einem und demselben Serpentinvorkommen auf und sind durch Übergangsformen miteinander verknüpft.

Die Blätterserpentine werden repräsentiert durch den Antigorit. Die Blätter liegen meistens parallel übereinander, seltener sind sie verworren durcheinander gewoben oder kreuzen sich angenähert senkrecht in zwei Hauptrichtungen (Bd. I. 2, Taf. XII, Fig. 6). Die einzelnen Blätter zeigen keine krystallographischen Umrisse. — Über die Struktur der verschiedenen Serpentine machten M. Websky (1), G. Tschermak (2), F. J. Wiik (3), A. Des Cloizeaux (4), R. von Drasche (5), H. L. Fischer (6), R. Brauns (7) u. a. Mitteilungen.

Koh.: Spaltung nach der Blattfläche bei Antigorit. An den Faserserpentinen beobachtete R. Brauns (7) Spaltbarkeit nach einem Prisma von 50° von amphibolartiger Vollkommenheit. — Bruch flachmuschlig bis eben, im kleinen splittrig. — H. = 3—4; milde. Scheinbar höhere Härte ist bald durch vorhandene Reste der Muttermineralien, bald durch eine Imprägnation mit Opal bedingt. — Die Faserserpentine sind z. T. biegsam (Chrysotil), z. T. starr (Metaxit). — Sp. G. = 2.5—2.7.

Opt.: Matt bis wenig glänzend, schwach harzglänzend. — Farbe meist düster, grün in verschiedenen Tönen, auch grau, bräunlich, rostrot, im durchfallenden Lichte grünlich bis farblos, blaugrünlich, gelblichbraun, selten rostrot. — Brechungsvermögen niedrig, etwa gleich oder wenig höher als Canadabalsam. — Doppelbrechung schwach. In den Faserserpentinen ist die Faseraxe Richtung der kleinsten Elastizität und spitze Bisektrix eines in weiten Grenzen schwankenden Axenwinkels. E. Reusch (8) fand an Chrysotil von Reichenstein in Schlesien $2E = 16° 30'$, R. Brauns (7) an Chrysotil von Amelose $2E = 50°$ ca. — $n = 1.54$ etwa, $\gamma - \alpha = 0.013$ im Maximum an canadischem Chrysotil. Durch Kompensation sinkt bei den fast dichten und äußerst feinfaserigen Serpentinen die Doppelbrechung nahezu auf Null. — Die Ebene der optischen Axen liegt im Querschnitt der Fasern parallel der langen Diagonale der Spaltrisse, danach $c = c$, $b = a$, $a = b$.

Bei den Blätterserpentinen steht die Ebene der optischen Axen und die spitze negative Bisektrix senkrecht auf der Spaltfläche. H. Preis-

werck (9) fand die Antigoritblättchen des Serpentins vom Geispfadpass im Oberwallis stets gestreckt nach der Axe kleinster Elastizität und erkannte dieser Längsrichtung parallel verlaufende feine Spaltrisse. Die Durchschnitte mit geringster Doppelbrechung zeigten keine Spaltrisse und ergaben den Austritt einer negativen spitzen Bisektrix. Nach Beobachtungen von A. Lacroix (2) geht die Spaltung im Antigorit parallel (100); danach wäre im Antigorit a = a, b = c, c = b. Will man den Antigorit mit dem Bastit (S. 146) identifizieren, so würde c des Bastits der Axe b des Antigorits entsprechen. Nach G. Tschermak (2) schwankt 2E von 16°—98°, stets mit $\varrho > v$. — Für Antigorit aus dem Wallis geben A. Michel-Lévy und A. Lacroix (9)

$$\alpha = 1.560 \qquad \beta = 1.570 \qquad \gamma = 1.571,$$

danach $\gamma - \alpha = 0.011 \quad \gamma - \beta = 0.001 \quad \beta - \alpha = 0.010,$

A. Des Cloizeaux gibt $\beta_\varrho = 1.574$. A. Hamberg (16) fand an einem pseudoregulären Antigorit von der Kosgrube bei Nordmarken $2V = 80° 55'$, $93° 12'$, $72° 30'$ an drei verschiedenen Spaltblättchen für Na-Licht, $\beta_{na} = 1.502$, $\gamma_{na} = 1.511$ und hieraus und $2V_{na} = 80°$, $\alpha_{na} = 1.490$. Dieser und ein sehr ähnlicher pseudoregulärer Antigorit von Persberg (17) erinnert durchaus an die von J. D. Dana (18) beschriebene Pseudomorphose von der Tilly Foster Eisengrube bei Brewster, N. Y. — Die schwedischen Vorkommnisse spalten nach drei zueinander senkrechten Flächen mit glimmerähnlicher Vollkommenheit und auf jedem Spaltblättchen tritt die negative Bisektrix eines kleinen Axenwinkels aus, $2E = 63°—65°$. Die Axenebene liegt bald der einen bald der anderen Kante der Würfelfläche parallel. — Auch hier sinkt durch Kompensationen die Doppelbrechung bei feinblättrigen Aggregaten bis auf Null herab.

Reakt.: V. d. L. sehr schwer an den Kanten schmelzbar. Im Kölbchen reichlich Wasser gebend. — Von Salzsäure und leichter von Schwefelsäure bei hoher Temperatur zersetzt unter Abscheidung schleimiger Kieselsäure.

Diagn.: Eine Verwechslung kann nur stattfinden mit dem optisch negativen Pennin und ist hier mit Sicherheit nur durch die chemische Prüfung auf $Al_2O_3$ zu vermeiden.

Dasjenige Mineral, aus welchem der Serpentin am häufigsten hervorgeht, ist der Olivin. S. 158 ist diese Umwandlung in ihrem Beginn, sowie die dadurch bedingte Entwicklung einer eigentümlichen Maschenstruktur geschildert. Wo nun der Serpentin in recht typischer Weise ausgebildet ist, da kann man oft sehr deutlich dreierlei Formen unterscheiden. Zuerst bemerkt man, die ganze Maschenstruktur eigentlich bedingend, dunkle Adern und Bänder (Bd. I. 2, Taf. XII, Fig. 4) einer tiefgefärbten, oft lauchgrünen und bläulichgrünen Serpentinsubstanz, welche durch ausgeschiedene Metalloxyde fast undurchsichtig zu sein pflegt. Diese Bänder behalten gewöhnlich auf weitere Entfernung hin die gleiche Richtung und entsprechen offenbar den ersten Rissen und Spalten im Olivin, von denen der ganze Prozeß begann. Man kann an denselben bisweilen eine lagenartige Ausbildung wahrnehmen, wobei jede der parallelen Lagen querfaserig ist. Gewissermaßen in den einzelnen Maschen des großen Netzes ein kleineres Netz bildend, sieht man meistens gewundene, in sich selbst zurücklaufende und sich gegenseitig mannigfach kreuzende, grasgrüne Serpentinadern, welche bei stärkeren Vergrößerungen

zumal im polarisierten Lichte eine zur Längsrichtung der Adern rechtwinklige Faserstruktur zeigen, wie der Chrysotil; diese Bänder führen keine ausgeschiedenen Metalloxyde. Ebensowenig begegnet man denselben in der oft gelbgrünlichen Serpentinsubstanz, welche die Maschen des kleinen Netzes ausfüllt und offenbar den zuletzt umgewandelten Olivinkörnchen entspricht. Hier pflegt die Struktur sehr feinschuppig bis blättrig mit rosettenförmiger Anordnung zu sein, oder sie wird pikrolithisch. — Eine durch den ganzen Olivin parallele Anordnung von Serpentinfasern, welche nur von den Außenflächen des Krystalls her gewachsen waren, beobachtete Brauns (7) in dem Olivin des Paläopikrits von Amelose. Dabei war der Krystall von einem Netz von Chrysotilfasern außen umwoben, die parallel der Umgrenzung geordnet waren.

Brauns gibt an, daß im Paläopikrit von Bottenhorn im hessischen Hinterlande zwischen dem frischen Olivin und seiner Umwandlung zu Chrysotilserpentin zeitlich ein Stadium liege, wo die neugebildete Substanz stark pleochroitisch mit blaugrünen und gelben Farbentönen war. Er nennt diese unbeständige Substanz Villarsit, mit welchem Namen man früher einen in Umwandlung begriffenen Olivin belegt hatte. Der angegebene Pleochroismus ist derjenige der Chlorite. Sollte hier wirklich eine zeitliche Folge und nicht ein Nebeneinandervorkommen anzunehmen sein?

Daß der Olivin sich auch in Blätterserpentin umwandeln könne, wurde zuerst von Fr. Eichstädt (10) an Olivinfelsen und Serpentinen des schwedischen Norrland nachgewiesen, von Fr. Becke (11) an tirolischen Serpentinen bestätigt.

Ein häufiges Nebenprodukt bei der Umwandlung des Olivins in Serpentin ist Tremolit und Aktinolith, seltener Talk. — Götz (12) gibt an, daß er nach Fortätzung der Metalloxyde in einem Serpentin vom Mt. Maré im Transvaal Muscovit darunter versteckt fand. Sollte da nicht vielleicht an Talk oder Tremolit zu denken sein?

Bei der zuerst von Br. Weigand (13) beschriebenen Umwandlung der Hornblende und des Strahlsteins in Serpentin treten die Blätterdurchgänge der Amphibole und ihre Querabsonderung bei der Anordnung der Serpentinfasern deutlich hervor. Parallelfaserige Serpentinaggregate stehen senkrecht auf den Spaltflächen der Hornblende, während die innerhalb solcher Spaltrisse liegenden Felder verworren faserig sind. Zwischen gekreuzten Nicols heben sich nun die parallelfaserigen Schnüre, bald nebeneinander parallel verlaufend, bald sich unter 124°—125° schneidend oder rhombische Figuren mit anderen Winkeln und Rechtecke bildend, lebhaft farbig von dem dunklen Grunde der verworren faserigen Felder ab. Es entsteht auf diese Weise eine in hohem Grade charakteristische Struktur, welche Weigand als Gitter- oder Fensterstruktur bezeichnet (Bd. I. 2, Taf. XII, Fig. 5).

Alle Serpentine enthalten oft die Interpositionen der Muttermineralien, sowie unveränderte Reste dieser, die dann noch sicherer als die Struktur die Abstammung erkennen lassen. Sie sind nicht selten durchtränkt von Opal und fein durchsprenkelt von Karbonaten; ja Opal, Chalcedon und Quarz bilden im kleinen und großen förmliche Verdrängungspseudomorphosen nach Serpentin, in denen dann gleichfalls Karbonate gern vorkommen. Vielleicht hängt hiermit eine gelegentlich hohe, aber nur mikroskopische Porosität zusammen, derzufolge die Serpentine im Dünnschliff trübe und undurchsichtig erscheinen. Durch Befeuchten mit Wasser oder heißem Canadabalsam treibt man die Luft aus und erhält dann durchsichtige Präparate. R. Brauns beschreibt diese Eigenschaften eingehend am Pikrolith von Amelose.

Die kreuzblättrige Struktur des Antigorits wurde von R. von Drasche (5) und Eug. Hussak (14) an alpinen Vorkommnissen beschrieben und früher ziemlich allgemein als ein Hinweis auf die Abstammung von Pyroxenmineralien gedeutet.

Die Neubildung des amorphen Webskyits bei Serpentinisierungsvorgängen beschreibt Brauns (7) von Amelose und von Bottenhorn. Dieser ist chemisch

$$H_2 (Mg, Fe) SiO_4 + 2 aq.$$

Sollte es sich ähnlich mit dem amorphen Serpentin Friedels (15) von der Tilly Foster Mine bei Brewster in Newyork verhalten?

Literatur. (1) Z. D. G. G. **10**. 1856. 277. — (2) S. W. A. **56**. 1867. Juli. — (3) Man. de Minér. Paris 1862. 110. — (4) Finska Vet.-Soc. Förhdl. Helsingfors 1875. —

(5) T. M. M. 1871. 1. — (6) Kritische, mikroskopisch-mineralogische Studien. 1. Forts. Freiburg i. B. 1871. 31. 47. — (7) N. J. 1887. B. B. 5. 275. — Z. D. G. G. 40. 1888. 466. — (8) Pogg. Ann. 127. 1866. 166. — (9) Min. des roches. Paris 1888. 279. — (10) G. F. i Stockholm Förhdl. 7. 1884. 333. — (11) T. M. P. M. 14. 1894. 271. — (12) N. J. B. B. 4. 1885. 169. — (13) T. M. M. 1875. 183. — (14) T. M. P. M. 5. 1882. 61. — (15) Bull. Soc. min. Fr. 14. 1891. 120. — (16) G. F. i Stockholm Förhdl. 26. 1904. 73. — (17) G. F. i Stockholm Förhdl. 26. 1904. 67. — (18) Amer. Journ. 8. 1874. 375. — (19) Über Dunitserpentin am Geispfadpass im Oberwallis. Basel 1901. — (20) Nouv. Archives du Muséum III. 6. 248. Paris 1894.

## Glaukonit.

Chem.: Wesentlich ein wasserhaltiges Silikat von Kali, Eisenoxyd und Tonerde mit wechselndem Gehalt an Eisenoxydul, Magnesia und Kalk. Analysen zu wenig stimmend zur Ableitung einer Formel. Der Gehalt an $K_2O$ steigt bis auf 7.9 %, $Fe_2O_3 + Al_2O_3 = 24°—26°$ ungefähr, $SiO_2$ schwankt um 50 %, $H_2O = 8\,\%—9\,\%$, der Rest ist FeO, MgO und CaO.

Morph.: Kleine rundliche Körper von schießpulverähnlichen Dimensionen bis zu etwa 3 mm Durchmesser im Maximum Die Kugelform geht über in das Eiförmige, Walzenförmige, Halbmondförmige und in ganz unregelmäßige Gestalten. Die Kügelchen aggregieren sich gelegentlich zu klumpenförmigen oder brombeerähnlichen Häufchen. Die Oberfläche der Kügelchen ist meistens glatt und wachsglänzend, seltener punktiert, gerippt, zackig oder lappig. Oft wie mit einem schwärzlichen oder bräunlichen Firniß überzogen.

Die Textur ist feinkörnig bis körnig-schuppig, der Rand größerer Kugeln auch bisweilen radialstrahlig.

Koh.: Spaltung nicht wahrnehmbar; aber besonders bei gestreckter Walzenform oft eine blättrige Absonderung in einer zur Längsaxe quer verlaufenden Richtung, ähnlich wie bei der Helminthform der Chloritmineralien. — H. = 2. — Sp. G. = 2.2—2.4.

Opt.: Matt bis schimmernd. Im auffallenden Licht dunkelolivgrün bis schwarz, selten gelblichgrün. Im durchfallenden Licht gelbgrün, seladongrün bis dunkelgrün, auch blaugrün. — Lichtbrechung schwach, Doppelbrechung schwach nach C. W. v. Gümbel (1), glimmerähnlich nach L. Cayeux (2) in den blättrigen Aggregaten, schwach, wohl durch Kompensation, in den feinkörnigen Aggregaten. Die Struktur wechselt von der feinstkörnigen Aggregatpolarisation bis zu fast einheitlicher Orientierung. Im letzteren Falle läßt sich nach L. Cayeux die Zweiaxigkeit erkennen mit $2E = 30°—40°$, aber stellenweise sinkend bis 0°. — Nach demselben Autor fehlt den feinkörnigen Aggregaten der Pleochroismus, während die blättrigen für die Schwingungen parallel der Blattfläche tiefgrün, dazu senkrecht hellgelb erscheinen.

Reakt.: V. d. L. schwer zu schwarzer magnetischer Schlacke schmelzend. In kochender HCl langsam löslich unter Hinterlassung von $SiO_2$ in der Form der Glaukonitkügelchen.

Vork. Verbreitet in den Sedimenten aller Epochen und in den Absätzen der heutigen Tiefsee; ganz besonders reichlich im „Grünsand" der Kreideformation. Teils in selbständigen Körnern, teils als Überzug, zumal über Quarzkörner, oft als Steinkern von Foraminiferen, Globigerinen, Pteropoden usw. Nach Cayeux ersetzt er pseudomorphosenartig die Spiculae von Kieselschwämmen vom Kanal aus, selten die Radiolarien, nie die Diatomeen und wird dann von Opal und Chalcedon begleitet. J. Sollas (3) beobachtete Kokkolithe und Kokkosphären im Glaukonit.

Literatur. (1) S. M. A. 3. 1886. 417. — (2) Annales Soc. géol. du Nord. 20. 1892. 381 und Contributions à l'étude micrographique des Terrains sédimentaires etc. Paris 1897. 153. — (3) Geol. Mag. 2. 1876. 539.

# Nachträge.

## Beckelith S. 46.

Chem.: $Ca_3(Ce, La, Di)_4Si_3O_{15}$ mit sehr kleinen Mengen von $ZrO_2$, $Y_2O_3$ und Alkalien.

Morph.: Vorwiegend O (111), bisweilen mit $\infty O\infty$ (100) und $\infty O$ (110). — Auch (110). Körner; bis zu 0.5 cm Durchmesser groß.

Koh.: Deutliche Spaltung nach (100). Bruch muschlig. — H. = 5. — Sp. G. = 4.15 ca.

Opt.: Glasglanz. Farbe wachsbraun im auffallenden, hellgelb im durchfallenden Lichte. Brechungsvermögen hoch. Die kleinen Krystalle durchaus isotrop, größere Körner bisweilen anomal und schwach doppelbrechend.

Reakt.: V. d. L. nicht schmelzbar. In der Phosphorsalzperle leicht löslich; die Perle ist farblos bis leicht gelblichgrün in der Oxydations- und Reduktionsflamme. In der letzten gibt Pyrochlor eine dunkelbraune Perle. — Leicht löslich in heißer HCl unter Hinterlassung von wenigen Flocken von $SiO_2$. Die Löslichkeit in HCl bleibt erhalten auch nach dem Glühen, während der Pyrochlor durch starkes Glühen unlöslich wird.

Vork. Der Beckelith wurde von J. Morozewicz (1) in einer Gangapophyse des Mariupolits aus der Balka Wali-Tarama entdeckt und untersucht. Die Apophyse enthielt Einsprenglinge von Nephelin und Magnetit in einer zuckerkörnigen Albitmasse.

Literatur. (1) Bull. Acad. des Sc., Classe des Sc. math. et nat. Cracovie 6. 12. 1904.

## Zu Crossit S. 246.

Herr D. G. Murgoči teilte freundlichst durch Brief vom 25. Januar 1905 von Palo Alto in Californien, der mir am 11. II. 05 zuging, über Crossit mit, daß er b = c, b : c = 16° im stumpfen Winkel $\beta$, a fast parallel a und a gelb, b dunkelblau, c dunkelviolett fand. c : b für blau bis 19° steigend, für rot 14°. Axenwinkel sehr groß mit $\varrho < v$. Starke horizontale Dispersion. — $\gamma - \alpha = 0.008$, $\gamma - \beta = 0.003$, $\beta - \alpha = 0.005$. Nach Angaben von Prof. J. P. Smith hat Alfr. Church Lane die normalsymmetrische Axenlage am Crossit schon vor Jahren richtig erkannt.

Die letzte Revision von Bogen 16 dieses Buches wurde in der Weihnachtswoche 1904 an die Druckerei gesandt.

## Margarit S. 276.

Chem.: $Al\begin{cases}OH\\SiO_4\\SiO_4\end{cases}$ $HCa$ $(AlO)_3$ nach F. W. Clarke (2).

Monoklin. Axenverhältnis ähnlich wie bei Biotit (1).

Morph.: Tafeln und Blätter mit hexagonaler, rundlicher oder unregelmäßiger Begrenzung. Die als Basis betrachtete Tafelfläche und eine auf ihr senkrechtes Flächenpaar (010) glatt, die zur Basis geneigten Flächen meistens parallel der Basis gestreift. Zwillingsbildung nach dem Tschermakschen Glimmergesetz verbreitet. Parallel- oder verworren-blättrige bis feinschuppige, fast dichte Aggregate.

Koh.: Spaltung nach der Tafelfläche vollkommen; die Spaltblättchen ziemlich spröde. Schlagfigur wie bei Glimmer. H. = 3.5—4.5. — Sp. G. = 2.99—3.08.

Opt.: Perlmutterglanz auf (001), sonst Glasglanz. Weiß, gelblich, rötlich im auffallenden, farblos im durchfallenden Lichte. $\beta$ = 1.64—1.65 nach F. Becke (1). — $\gamma$ $\alpha$ = 0.009 etwa. Ebene der optischen Axen normalsymmetrisch, b = c. — a : c = + 6°.5 etwa. 2E groß mit $\varrho < v$. Optischer Charakter negativ. — A. Des Cloizeaux (3) fand 2 Erot von 109° 32′ - 128° 48′, G. Tschermak (1) für Na-Licht 120°, M. Bauer (4) 76°-80°. Die Angaben von Max Bauer (4) und A. Des Cloizeaux (5) über sehr kleines 2E glaubt G. Tschermak (1) veranlaßt durch Verwechslung mit einem Mineral der Seybertitgruppe.

Reakt.: Gibt Wasser im Kölbchen. Schmilzt v. d. L. an den Kanten. Wird von kochender HCl schwer und unvollkommen zersetzt.

Diagn.: Von den farblosen Glimmern unterscheidet ihn die schwache Doppelbrechung und die große Auslöschungsschiefe, von den Sprödglimmern die geringere Härte und in den meisten Fällen der fehlende Pleochroismus.

Vork. Margarit ist ein fast ständiger Begleiter des Smirgels. G. H. Williams (6) wies ihn als Produkt der Kontaktmetamorphose von Schiefereinschlüssen im Glimmerdiorit von Peekskill in New-York nach.

Literatur. (1) Z. X. 2. 47. — (2) Amer. Journ. 38. 1889. 391. — (3) Amer. Journ. 44. 1867. 283. — (4) Z. D. G. G. 26. 1874. 180. — (5) Man. de Min. 501. 1862. — (6) Amer. Journ. 36. 1888. 263.

# Register.


Ägirin 213.
Ägirinaugit 217.
Ägirinhedenbergit 218.
Ainigmatit 383.
Akmit 213.
Aktinolith 225. 229.
Alaunstein 106.
Albit 372.
Alkaliamphibole 238.
Alkaliamphibol von Miask 246.
Alkaliglimmer 262.
Alkalipyroxene 213.
Allanit 286.
Almandin 18. 22.
Alunit 106.
Amazonenstein 316.
Amblystegit 145.
Amesit 269.
Amianth 224.
Amphibole, rhombische 224.
„ monokline 224.
„ blaue 239.
Amphibol, blauer von Predazzo 247.
„ „ vom Duxer Tal 247.
Amphibolanthophyllit 234.
Amphodelit 374.
Analcim 41.
Anatas 53.
Andalusit 131.
Andalusitähnliches Mineral 134.
Andesin 373.
Anhydrit 130.
Anomit 259.
Anorthit 374.
Anorthoklas 325.
Anthophyllit 151.
Antigorit 391.
Apatit 106.
Aragonit 128.
Arfvedsonit 242.
Arfvedsonitriebeckitreihe 241.
Artinit 130.
Asbest 224.
Aspasiolith 167.
Astrolith 266.
Astrophyllit 174.
Augit 207.
Augit, basaltischer 209.
„ diopsidischer 209.
Automolith 14.
Axinit 380.
Azorit 59.

Baddeleyit 180.
Barkevikit 236.
Barytbiotit 259.
Barytfeldspat 309.
Barytplagioklas 313.
Bastit 150.
Batavit 268.
Baudisserit 105.
Beckelith 395.
Berthierin 276.
Berylliumhumit 193.
Biotit 256.
Bliabergit 280.
Bonsdorffit 167.
Botryolith 198.
Brasilit 182.
Braunspat 102.
Bravaisit 265.
Breislakit 163.
Breunnerit 104.
Bronzit 145.

Brookit 123.
Buchholzit 137.
Bytownit 374.

Calcit 98.
Cancrinit 113.
Cassinit 313.
Cassiterit 55.
Celsian 309.
Cerepidot 286.
Chalcedon 386.
Chalybit 105.
Chamosit 276.
Chiastolith 134.
Chlorit 269.
Chloritoid 276.
Chloritspat 276.
Chloromelanit 219.
Chlorophyllit 167.
Chondrodit 191.
Chromeisen 12.
Chromit 12.
Chrysotil 391.
Conchit 129.
Cordierit 163.
Cossyrit 383.
Couzeranit 64.
Crossit 246. 395.
Cummingtonit 225.
Cyanit 376.
Cyprin 67.

Damourit 263.
Datolith 198.
Delessit 276.
Demantoid 23.
Desmin 297.
Diabantachronyn 275
Diabantit 275.
Diaklasit 150.
Diallag 203. 205. 206.
Diaspor 127.
Dichroit 163.
Diopsid 200. 205.
Dipyr 63. 64.
Disthen 376.
Dolomit 102.
Doppelspat 99.
Dumortierit 140.
Dysanalyt 46.

Edenit 234.
Eisenglanz 79.
Eisenglimmer 79. 256.
Eisenkies 9.
Eisenkiesel 95.
Eisenschefferit 203.
Eisenspat 105.
Ekebergit 64.
Eläolith 109.
Enstatit 145.
Epidot 281.
Epistilbit 298.
Erbsenstein 129.
Esmarkit 167.
Eudialyt 118.
Eudnophit 42.
Eukolit 118.
Eukolittitanit 295.
Eukryptit 113. 220.

Fahlunit 167.
Faserkiesel 137.
Fassait 212.
Fayalit 154.
Fedorowit 218.
Fibrolith 137.
Fluorit 15.
Forsterit 156. 160.
Fouquéit 288.
Fuchsit 263.
Fuggerit 66.

Gahnit 14.
Gangquarz 95.
Gastaldit 239.
Gedrit 151. 154.
Gehlenit 65.
Geikielith 83.
Gieseckit 113.
Gigantolith 167.
Gips 184.
Glaukolith 63. 64.
Glaukonit 394.
Glaukophan 239.
Glimmergruppe 251.
Goethit 127.
Grammatit 225. 229.
Granat 17.
Granat, gemeiner 18. 24.
„ Oktaedertypus 20.
„ Rhombendodekaedertypus 20.
„ Ikositetraedertypus 20.
„ Topazolithtypus 21.
„ Asterismus 21.
Grandidierit 141.
Granitquarz 93.
Graphit 76.
Graphitit 77.
Graphitoid 8.

Grossular 18. 22.
Grünerit 225. 230.

Hackmanit 35.
Hämatit 79.
Hainit 385.
Halbopal 7.
Hastingsit 246.
Hauyn 34. 35. 37.
Hedenbergit 200. 203.
Helminth 270.
Hercynit 14.
Hessonit 18.
Heulandit 297.
Hiddenit 219.
Hjortdahlit 384.
Horbachit 78.
Hornblende 230.
„ gemeine 234.
„ schilfige 235.
„ basaltische 235.
Hortonolith 156.
Hudsonit 240.
Humboldtilith 70.
Humit 161.
Hussakit 61.
Hyalit 7.
Hyalophan 309.
Hyalosiderit 154.
Hyazinth 58.
Hydrargillit 182.
Hydromagnesit 130.
Hydronephelit 121.
Hydrophan 6.
Hydrorutil 55.
Hypersthen 145.

Iddingsit 159.
Idokras 66.
Iiwaarit 23.
Ilmenit 81.
Indianit 374.
Ittnerit 38.
Jade 230.
Jadeit 218.
Jeffersonit 204.
Jevreinovit 67.
Johnstrupit 289.

Kalkeisengranat 22.
Kalinatronfeldspat, trikliner 325.
Kaliophilit 113.
Kalknatronfeldspat 329.
Kämmererit 274. 275.
Kaersutit 236.
Kalkspat 98.
Kaolin 266.
Karinthin 235.
Karpholith 189.
Katophorit 237.
Keilhauit 295.
Kelyphit 24.
Klinochlor 269. 275.
Klinohumit 191.
Klinozoisit 281.
Knopit 45.
Kohlige Substanz 7.
Kokkolith 203.
Kolm 8.
Koppit 46.
Kornerupin 144.
Korund 84.
Korundophilit 269.
Kotschubeyit 274. 275.
Krokydolith 248.
Kryophyllit 261.
Kryptoperthit 306. 328.
Kryptotil 145.
Ktypeit 129.
Kymatolith 220.

Labradorit 373.
Lamprophyllit 175.
Lasurstein 34. 39.
Latrobit 374.
Laumontit 298.
Låvenit 221.
Lawsonit 168.
Lazulith 188.
Ledererit 296.
Lenzin 268.
Lepidolith 264.
Leucit 27.
Leukoxen 52. 82.
Leverrierit 264.
Liebenerit 113.
Lievrit 162.
Limurit 382.
Lithioneisenglimmer 260.
Lithionit 260.
Lithiumnephelin 220.
Lorenzenit 216.
Lotrit 289.
Lussatit 389.
Lutecit 389.

Magnesiaglimmer 256.
Magnesit 104.
Magnesiumdiopsid 206.
Magnetkies 78.

Magnetit 10.
Malakon 58.
Maltesit 134.
Manganandalusit 134.
Manganapatit 107.
Mangandolomit 102.
Manganepidot 285.
Manganpektolith 197.
Margarit 396.
Margarodit 264.
Masonit 276.
Mejonit 63. 64.
Melanit 18. 22.
„ titanreicher 23.
Melilith 69.
Melinophan 73.
Metaxit 391.
Miemit 103.
Mikroklin 315.
Mikroklinmikroperthit 323.
Mikroklinperthit 323.
Mikrolith 46.
Mikroperthit 306.
Mikroschörlit 117.
Mizzonit 63.
Monazit 185.
Monrolith 137.
Monticellit 160.
Mosandrit 289.
Mosandritähnliches Mineral 293.
Murchisonit 301.
Muscovit 262.

Nakrit 267.
Natrolith 177.
Natronmikroklin 328.
Natronorthoklas 302. 328.
Natronphlogopit 262.
Nephelin 109.
Nephelinitoid 112.
Nephrit 230.
Newtonit 268.
Nigrin 52.
Nontronit 268.
Nosean 34. 35. 37.
Nuttalith 63.

Oligoklas 373.
Olivin 154.
Omphacit 212.
Onkosin 263.
Oolith 99.
Oosit 167.
Opacitrand 238. 258.
Opal 5.
„ edler 6.
„ gemeiner 7.
Orthit 286.
Orthochlorit 269.
Orthoklas 298.
Osteolith 107.
Ottrelith 276.
Owenit 276.

Paragonit 264.
Pargasit 235.
Passauit 64.
Peak Forest Pseudomorphose 159.
Pektolith 196.
Pencatit 88.
Pennin 269. 275.
Periklas 10.
Perowskit 43. 82.
Perthit 306.
Phakellit 113.
Phillipsit 298.
Phlogopit 261.
Pholerit 267.
Phosphorit 107.
Picotit 14.
Piemontit 285.
Pikranalcim 41.
Pikrolith 391.
Pilit 159.
Pinit 167.
Pinitoid 307.
Pisolith 129.
Pistazit 281.
Plagioklase 329.
„ Brechungsexponenten 337.
„ optische Orientierung 337.
„ Bestimmung nach Brechungsvermögen 344.
„ Bestimmung durch die Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen nach P und M 345, in Schnitten senkrecht zu P und M 353, in Schnitten senkrecht zu den Bisektricen 355, in Schnitten senkrecht zur optischen Normalen 356, in Schnitten senkrecht zu den optischen Axen 357, in Schnitten senkrecht zu M 357, in Schnitten der Zone der Normalen zu (100) 361, in Schnitten der Zone P/M 361, durch die wahrscheinlichste Auslöschungsschiefe 361, durch die gleichzeitige Auslöschung in Lamellen nach dem Albitgesetz 362, durch die Aus-

löschungsschiefen in Lamellen nach dem Periklingesetz 368.
Plagioklase, Bestimmung durch die Stellungen gleicher Helligkeit 363.
„ Bestimmung durch die Interferenzbilder in Zwillingen nach Albit- und Karlsbader Gesetz 365.
„ Bestimmung nach E. von Fedorows Methode 369.
Pleonast 14.
Polyargit 374.
Polylithionit 261.
Porphyrquarz 94.
Porzellanerde 266.
Potluck-Pseudomorphose 159.
Prasiolith 167.
Predazzit 88.
Prehnit 172.
Prismatin 144.
Prochlorit 269. 275.
Protobastit 149.
Pseudobrookit 125.
Pseudochalcedon 390.
Pseudoleucit 33.
Pterolith 238.
Pyknit 137.
Pyrargillit 167.
Pyrit 9.
Pyrochlor 46.
Pyrop 18. 24.
Pyrophanit 83.
Pyroxene, rhombische 145.
„ monokline 199.
„ diopsidische 200.
Pyrrhit 45.
Pyrrholith 374.
Pyrrhotin 78.

Quarz 88.
„ pegmatitischer 94.
„ granophyrischer 94.
„ myrmekitischer 94.
„ klastischer 95.
Quarzin 387. 388.
Quartz globulaire 94.

Rabenglimmer 261.
Ranit 121.
Rectorit 268.
Rhodochrom 275.
Rhodusit 248.
Rhombenfeldspat 325. 329.
Riebeckit 244.
Rinkit 291.
Rosellan 374.
Rosenbuschit 197.
Rotheisenstein 79.
Rubellan 259.
Rubin 84.
Rutil 48.

Saccharit 375.
Sagenit 49.
Salit 206.
Sanduhrstruktur am Augit 210.
Sanidin 298.
Sapphir 84.
Sapphirin 190.
Saussurit 172. 284.
Schefferit 203.
Schillerspat 150.
Schörl 116.
Schorlomit 23.
Schungit 8.
Serendibit 379.
Sericit 263.
Serpentin 391.
Siderit 105.
Sillimanit 135.
Sismondin 276.
Skapolith 62.
Skolezit 298.
Skolopsit 38.
Smaragdit 207. 229.
Smirgel 86.
Sodalith 34. 35. 36.
Sonnenstein 373.
Soretit 235.
Spateisenstein 105.
Sphaerosiderit 105.
Spessartin 18. 23.
Sphen 293.
Spinell 13.
„ edler 14.
Spodumen 219.
Spreustein 39. 112. 121.
Staurolith 142.
Stilbit 297.
Stinkquarz 95.
Strahlstein 225.
Syntagmatit 230.
Szaboit 150.
Szechenyit 241.

Talk 176.
Thomsonit 178.
Thulit 170. 172.
Thuringit 276.
Titanaugit 210.

Titaneisen 81.
Titaneisenglimmer 81.
Titanomorphit 52. 82.
Titanit 293.
Titanolivin 193. 157.
Tonschiefernädelchen 51.
Topas 137.
Tremolit 225. 229.
Tridymit 96.
Turmalin 115.
Turnerit 187.

Uralit 249.
Urbanit 216.
Uwarowit 18. 25.

Valleit 154.
Venasquit 276.
Vesuvian 66.
Villarsit 393.
Webskyit 393.
Wernerit 63. 64.
Wiluit 67.
Withamit 172. 282. 285.
Wöhlerit 223.
Wörthit 137.
Wollastonit 194.

Xenolith 137.
Xenotim 60.

Zeolithe, monokline 297.
Zinkspinell 14.
Zinnstein 55.
Zinnwaldit 260.
Zirkon 57.
Zirkonoxydfavas 182.
Zoisit 169.
α-Zoisit 171.
β-Zoisit 171.

# Tafel I.

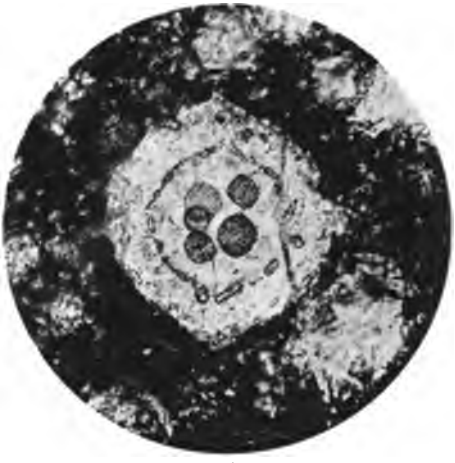
## Erklärung der Tafel I.

Fig. 1. Doppelbrechung am Granat in einem Schnitt nach ∞O (110). Vergr. 11.
Fig. 2. Interpositionen im Granat nach den Nebensymmetrieebenen geordnet. Aus Quarzit von Libramont in Luxemburg. Vergr. 18 und 29.
Fig. 3. Granat mit kelyphitischer Schale. Aus Olivinfels von Karlstetten in Niederösterreich. Vergr. 18.
Fig. 4. Leucit mit zonarem Wechsel verschiedenartiger Einschlüsse. Aus Vesuvlave. Vergr. 200.
Fig. 5. Leucit, eingewachsen im Melilith des Leucitits vom Capo di Bove. Rom. Vergr. 58.
Fig. 6. Leucit, kranzförmig umgeben von Ägirinaugit. Aus Leucitophyr von Olbrück im oberen Brohltal. Rheinprovinz. Vergr. 96.

1

2

3



4

5

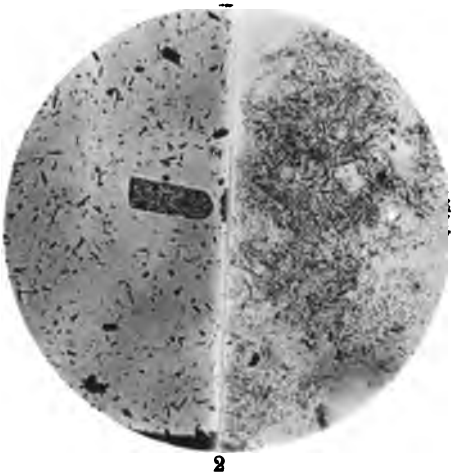
6

# Tafel II.

## Erklärung der Tafel II.

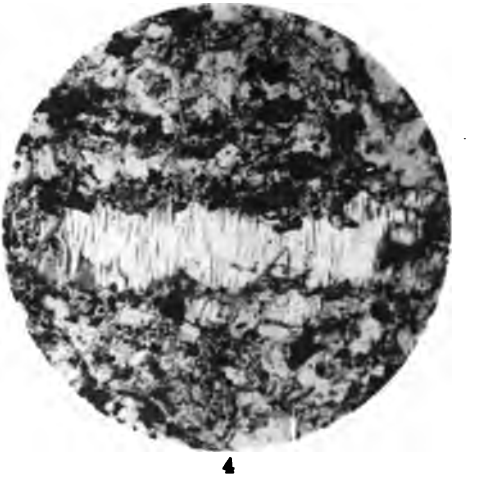
Fig. 1. Perowskit in Melilithbasalt vom Spitzberg bei Wartenberg in Böhmen. Vergr. 200.
Fig. 2. Rutil (Tonschiefernädelchen), isoliert aus Tonschiefer von Kautenbach in Luxemburg, Vergr. 290, und eingewachsen im Tonschiefer von Hahnenbach bei Kirn a. d. Nahe. Vergr. 300.
Fig. 3. Zirkonkrystalle, isoliert aus Granit von Strehlen in Schlesien. Vergr. 190 und 170.
Fig. 4. Melilith mit Pflockstruktur in Nephelinbasalt von Oahu, Sandwich-Inseln. Vergr. 80.
Fig. 5. Ilmenit, peripherisch in Leukoxen (Titanit) umgewandelt. Alpbachtal bei Brixlegg, Tirol. Vergr. 29.
Fig. 6. Ilmenit, fast vollständig in Leukoxen umgewandelt, aus Augitpropylit von Schemnitz, Ungarn. Vergr. 22.

1



2

3



4

5

6

# Tafel III.

## Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Korund in dunklen Schlieren des Hypersthendiorits von der Wolfsgrube bei Klausen in Tirol. Vergr. 86.

Fig. 2. Tridymit in dachziegelförmigen Aggregaten aus Trachyt von Pomasqui, N. Quito, Ecuador. Vergr. 100.

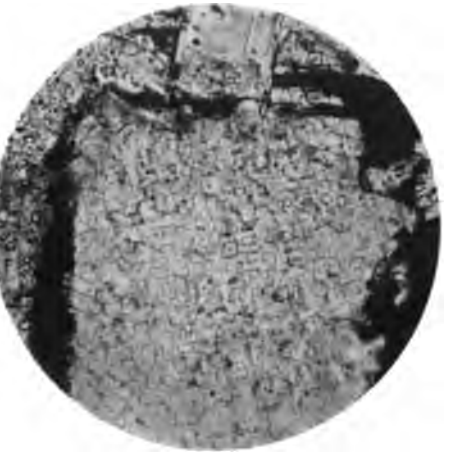
Fig. 3. Calcit mit Zwillingslamellen nach $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ bei gekreuzten Nicols. Vergr. 54.

Fig. 4. Vertikalschnitt durch Nephelin im Leucitophyr von Olbrück im oberen Brohltal mit mikrolithischen Interpositionen, die in Schalen nach $\infty P$ $(10\bar{1}0)$ und $oP$ $(0001)$ geordnet sind. Vergr. 230.

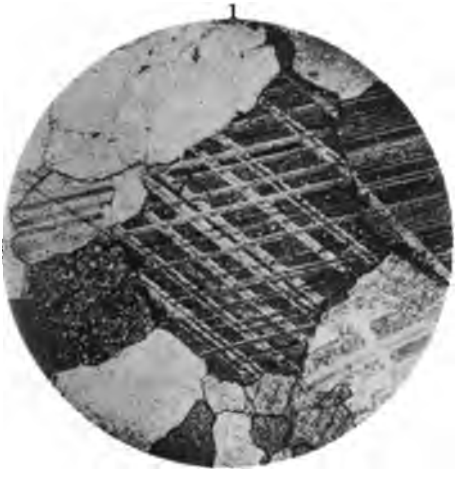
Fig. 5. Andalusit in basalen und vertikalen Durchschnitten im Andalusithornfels von Andlau im Elsaß. Vergr. 30.

Fig. 6. Chiastolith in Schnitten parallel und schief zur Basis in Chiastolithschiefer aus den Pyrenäen. Vergr. 22.

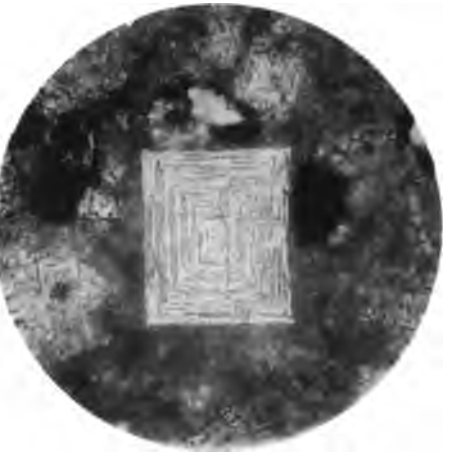
1



2

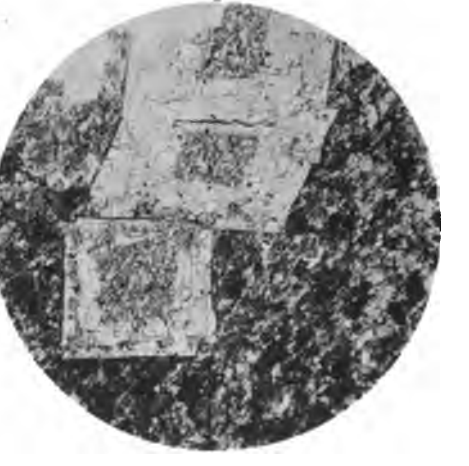


3



4

5



6

# Tafel IV.

## Erklärung der Tafel IV.

Fig. 1. Sillimanit in Quarz eingewachsen aus Orthogneiß von Freiberg im Erzgebirge. Vergr. 30.
Fig. 2. Vertikalschnitt durch Bronzit von Kupferberg in Schlesien. Vergr. 68.
Fig. 3. Schnitt parallel $\infty P\bar{\infty}$ (100) durch Bronzit und Diallag in paralleler lamellarer Verwachsung. Gröditzberg bei Liegnitz, Schlesien. Vergr. 42.
Fig. 4. Bronzit in Bastit umgewandelt. Aus Porphyrit vom Hohenstein bei Ilefeld am Harz. Vergr. 54.
Fig. 5. Olivin mit symmetrisch gestalteten und symmetrisch geordneten Glaseinschlüssen aus vitrophyrischem Basalt. Mauna Loa, Sandwich-Inseln. Vergr. 230.
Fig. 6. Zwillingsbildungen nach $P\bar{\infty}$ (011) am Olivin des Nephelinmelilithbasalts vom Randen im südlichen Baden. Vergr. 90.

1

2

3

4

5

6

# Tafel V.

## Erklärung der Tafel V.

Fig. 1. Runzelige Oberfläche des in Canadabalsam eingebetteten Olivins. Aus Basalt von Steinschönau in Böhmen. Vergr. 68.

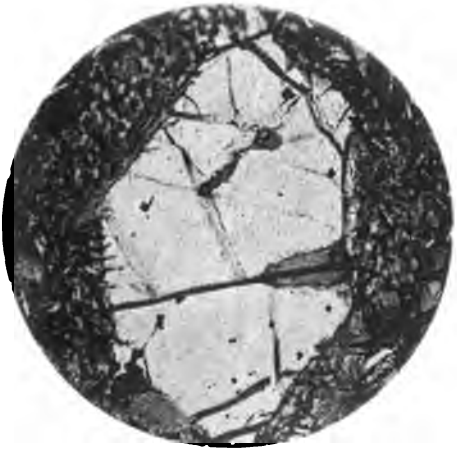
Fig. 2. Olivin in vorgeschrittener Serpentinisierung aus Olivinnorit von der oberen Baste bei Harzburg. Vergr. 32.

Fig. 3. Olivin (Hyalosiderit) mit breiter randlicher Ausscheidung von Eisenoxyd. Aus Limburgit von der Limburg bei Sasbach am Kaiserstuhl. Vergr. 50.

Fig. 4. Olivin in Amphibol ungewandelt, Pilitpseudomorphose. Aus Kersantit von Marbach in Niederösterreich. Vergr. 50.

Fig. 5. Penetrationsdrilling von Cordierit bei gekreuzten Nicols. Auswürfling des Asama Yama, Japan. Vergr. 170.

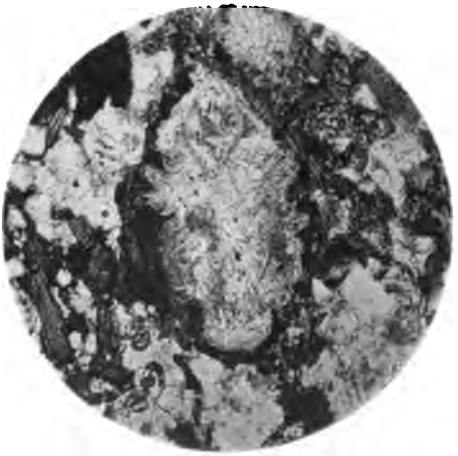
Fig. 6. Zoisit in Längs- und Querschnitten aus Amphibolit von Zamborinho bei Macedo, Portugal. Vergr. 30.



1

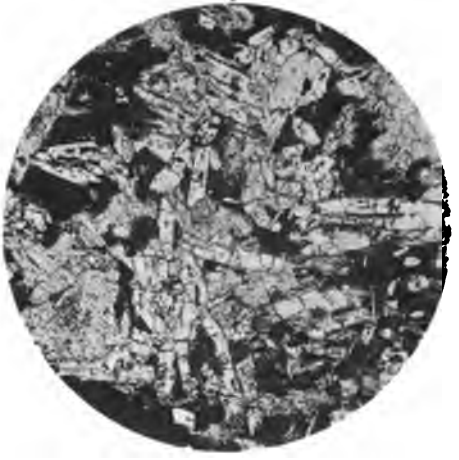
2

3



4

5



6

# Tafel VI.

## Erklärung der Tafel VI.

Fig. 1. Augit mit Zwillingslamellen nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) im Schnitt nach oP (001) bei gekreuzten Nicols. Aus Palatinit von Martinstein bei Kreuznach. Vergr. 26.

Fig. 2. Augit mit Zwillingslamellen nach oP (001) aus Diabas von Newhaven, Conn., U. S. A. Vergr. 115.

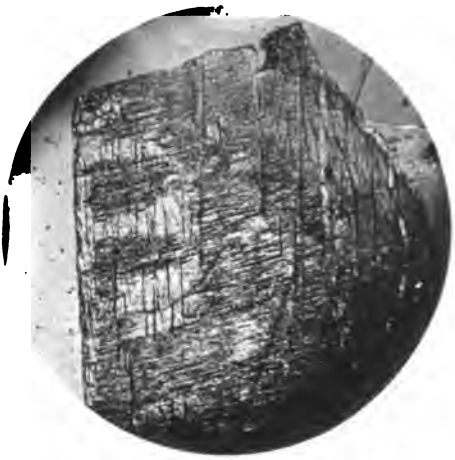
Fig. 3. Knäuelartige Durchwachsungen von Augitkrystallen aus Limburgit von der Limburg bei Sasbach am Kaiserstuhl. Vergr. 22.

Fig. 4. Wachstumsformen am Augit. Aus Vesuvlave, Monte Somma. Vergr. 72.

Fig. 5. Wachstumsformen am Ägirinaugit aus Vitrophyr von Corriegills auf der Insel Arran. Vergr. 115 und 150.

Fig. 6. Schalenbau am Augit mit korrodiertem Kern, aus Nephelinit vom Horberig bei Oberbergen am Kaiserstuhl. Vergr. 41.

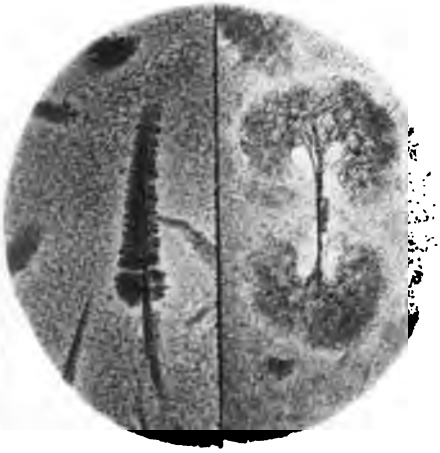
1



2

3

4



5

6

# Tafel VII.

## Erklärung der Tafel VII.

Fig. 1. Prismatische Spaltung am Augit in Längsschnitten. Leucitbasalt vom Vormberg bei Ihringen am Kaiserstuhl. Vergr. 40.

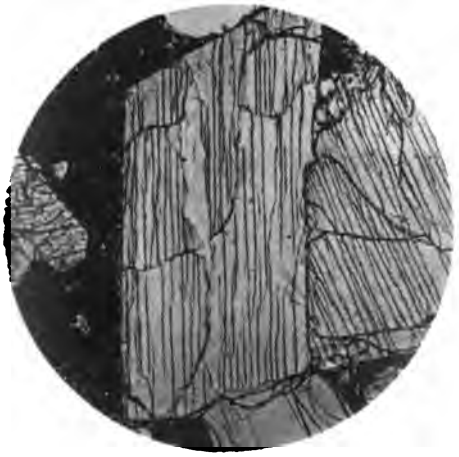
Fig. 2. Spaltung des Diallags nach ∞P (110) und ∞P$\bar{\infty}$ (100) im Schnitt annähernd senkrecht zur Prismenaxe. Aus Olivingabbro von Hausdorf in Schlesien. Vergr. 36.

Fig. 3. Augit und Hornblende in paralleler Verwachsung im Längsschnitt; aus Pikrit von Hain bei Oberdieten in Nassau. Vergr. 50.

Fig. 4. Umwandlung von Augit in Chlorit; aus Proterobas von Stiebitz bei Bautzen, Lausitz. Vergr. 36.

Fig. 5. Zwillingsbildung nach ∞P$\bar{\infty}$ (100) in der Hornblende des Amphibolgranitits von Pré de Fouchon bei Gérardmer in den Vogesen. Vergr. 96.

Fig. 6. Schalenbau an der Hornblende des Quarzdiorits von Little Falls, Minn., U. S. A. im basischen Schnitt. Vergr. 54.



1

2

3

4

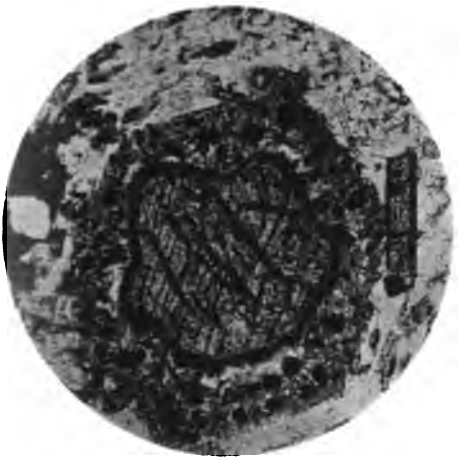
5

6

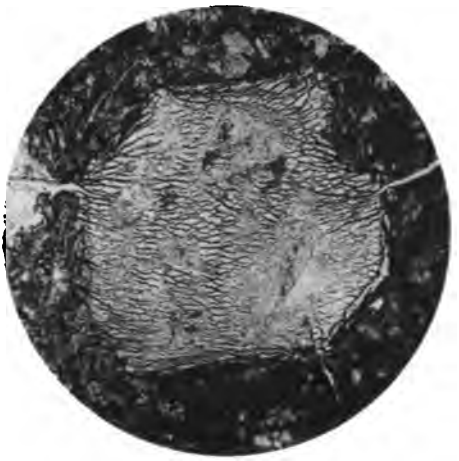
# Tafel VIII.

## Erklärung der Tafel VIII.

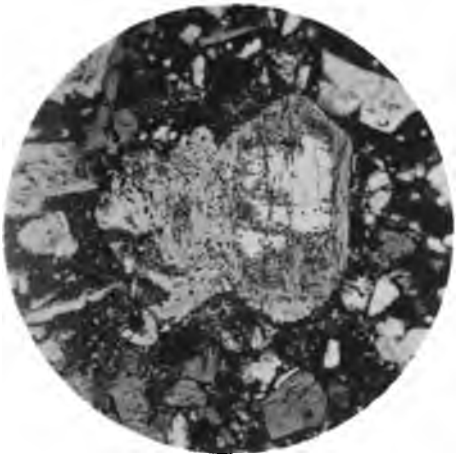
Fig. 1. Hornblende mit Magnetitrand und opacitischem Kranz von Magnetit und Augit aus Nephelintephrit von Gran Canaria. Vergr. 156.
Fig. 2. Uralit in basischem Schnitt aus Uralitporphyrit von Miask, Ural. Vergr. 36.
Fig. 3. Uralit in vertikalem Schnitt aus Uralitporphyrit von Predazzo, Tirol. Vergr. 11.
Fig. 4. Biotit mit Rudilnadeln aus Dioritporphyrit vom Lippenhof, Unterkirnach, Schwarzwald. Vergr. 144.
Fig. 5. Umwandlung des Biotits in Chlorit im Granitporphyr des Bodegangs, Bodetal, Harz. Vergr. 32.
Fig. 6. Ottrelith mit Schalenbau im basischen Schnitt, aus Ottrelithphyllit von den Harvey Hills bei Leeds in Canada. Vergr. 67.



1



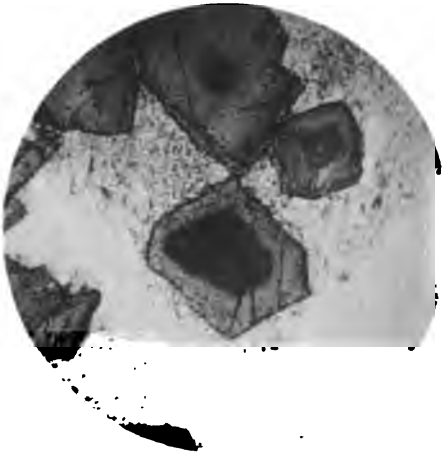
2



3

4

5



6

# Tafel IX.

## Erklärung der Tafel IX.

Fig. 1. Zwillingslamellierung am Ottrelith im Vertikalschnitt bei gekreuzten Nicols. Aus Phyllit von Ottrez in Belgien. Vergr. 29.

Fig. 2. Sanduhrförmiger Schalenbau am Ottrelith im Vertikalschnitt, ebendaher. Vergr. 32.

Fig. 3. Zwillingsbildung nach oP (001) am Titanit aus Eläolithsyenit von der Foya, Serra de Monchique, Südportugal. Vergr. 80.

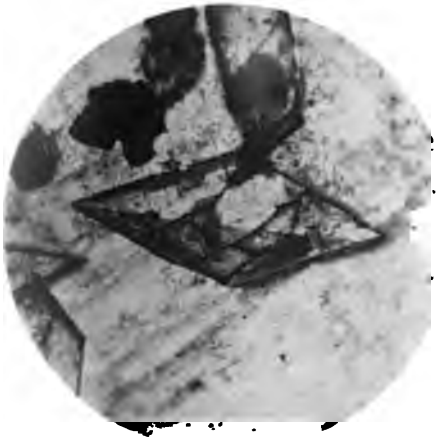
Fig. 4. Karlsbader Zwilling von Sanidin im angenähert klinodiagonalen Schnitt, aus Phonolith vom Wolfs Rock, Landsend, Cornwallis. Vergr. 18.

Fig. 5. Zwillingsbildung nach dem Bavenoer Gesetz am Sanidin zwischen gekreuzten Nicols; aus Leucitophyr vom Engler Kopf bei Rieden, Rheinprovinz. Vergr. 62.

Fig. 6. Schalenbau am Orthoklas, durch Verwitterung hervortretend; aus Amphibolgranitit vom Val d'Ajol, Vogesen. Vergr. 10.

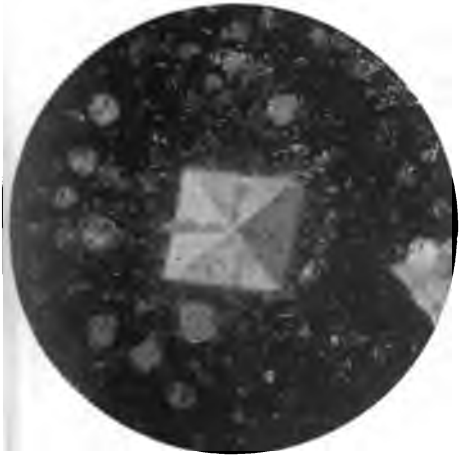
1

2



3

4



5

6

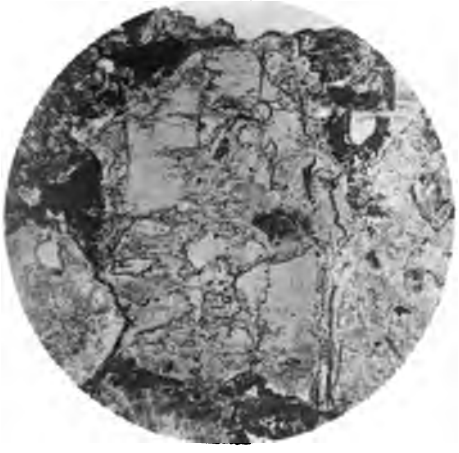
# Tafel X.

## Erklärung der Tafel X.

Fig. 1. Querabsonderung am Sanidin im Phonolith des Hohenkrähen im Hegau. Vergr. 25.
Fig. 2. Parallele Umwachsung von Oligoklas durch Sanidin bei gekreuzten Nicols; aus Trachyt von Mont Dore, Auvergne. Vergr. 60.
Fig. 3. Zeolithisierung des Sanidins im Phonolith des Hohentwiel im Hegau. Vergr. 30.
Fig. 4. Durchdringung von Kalknatronfeldspat und Kalifeldspat bei gekreuzten Nicols. Aus Augitgneiß vom Seyberer Berg in Niederösterreich. Vergr. 29.
Fig. 5. Äußerst feine mikroperthitische Verwachsung von Orthoklas und Albit in der Grundmasse des Paisanits der Apache Mountains, Westtexas. Nach A. Osann. Vergr. stark.
Fig. 6. Mikroperthitische Verwachsung von Orthoklas und Albit in verschiedener Schnittlage; aus Gneiß von Chicoutimi, Quebec, Canada. Vergr. 48.

1

2



3

4

5

6

# Tafel XI.

## Erklärung der Tafel XI.

Fig. 1. Umwandlung des Orthoklases in Muscovit in Granitporphyr von Erdmannsdorf in Schlesien. Vergr. 40.

Fig. 2. Mikroklin mit Albitschnüren im Schnitt nach oP (001) bei gekreuzten Nicols. Arendal, Norwegen. Vergr. 25.

Fig. 3. Mikroklinmikroperthit im Schnitt nach $\infty P\dot{\infty}$ (010) bei gekreuzten Nicols. Unterflockenbach, Odenwald. Vergr. 14.

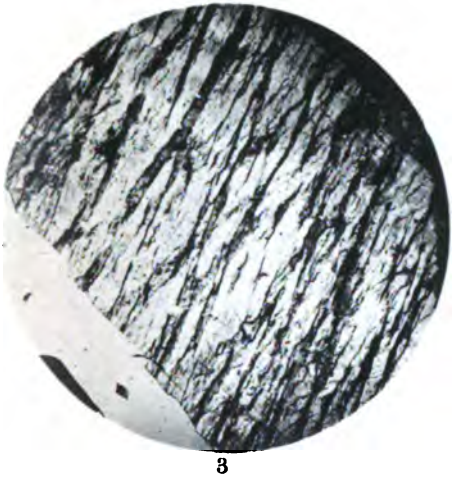
Fig. 4. Mikroklinstruktur durch Druck im Orthoklas entwickelt nach K. Futterer. Aus Quarzporphyr von Tal bei Eisenach. Vergr. 18.

Fig. 5. Leistenform der Plagioklase in der Grundmasse des Nephelinbasanits von der Insel Palma, Canarische Inseln. Vergr. 104.

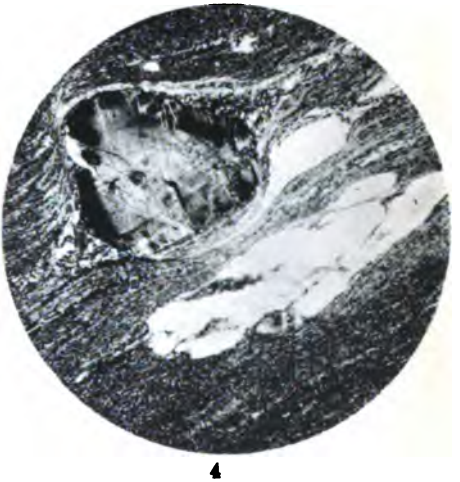
Fig. 6. Schalenbau der Kalknatronfeldspate bei gekreuzten Nicols. Aus Vitrophyr von Cunardo bei Lugano. Vergr. 47.

1

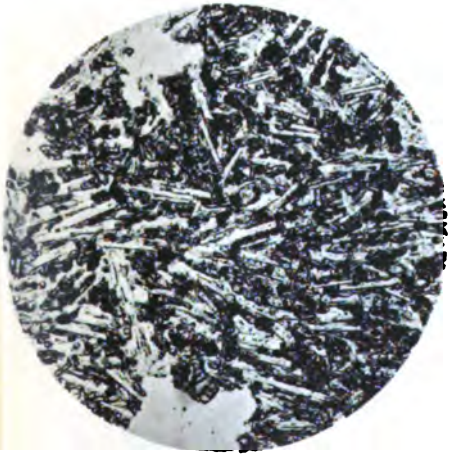
2



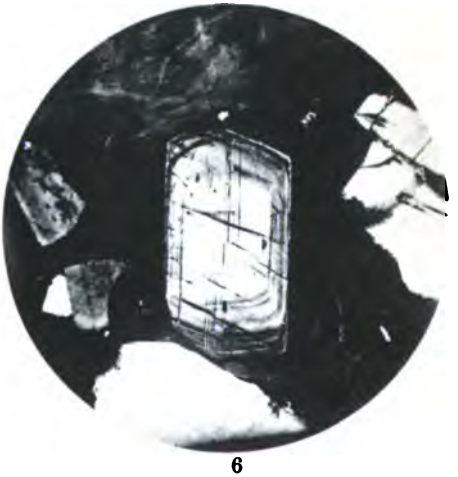
3



4



5



6

# Tafel XII.

## Erklärung der Tafel XII.

Fig. 1. Zwillingsstreifung der Plagioklase nach dem Albitgesetz bei gekreuzten Nicols; aus Diabas von Biella in Piemont. Vergr. 54.

Fig. 2. Zwillingsstreifung nach Albit- und Periklingesetz am Labrador des Olivingabbro von Le Prese im Veltlin bei gekreuzten Nicols. Vergr. 17.

Fig. 3. Netzartige Durchwachsung des Plagioklases mit Glaseinschlüssen; aus Hypersthen-Andesit vom Bahnhof Tokay, Ungarn. Vergr. 68.

Fig. 4. Serpentin aus Olivin entstanden, mit Maschenstruktur. Schweidnitz in Schlesien. Vergr. 29.

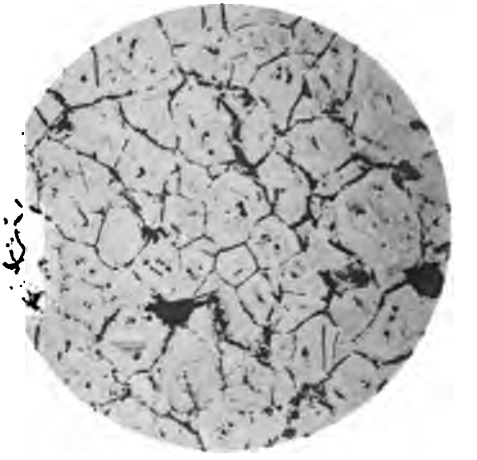
Fig. 5. Serpentin aus Amphibol entstanden, mit Gitterstruktur, bei gekreuzten Nicols. Rauental bei Markirch in den Vogesen. Vergr. 54.

Fig. 6. Serpentin mit Balkenstruktur, Antigorit, bei gekreuzten Nicols. Sprechenstein bei Sterzing, Tirol. Vergr. 54.

1

2

3



4

5

6

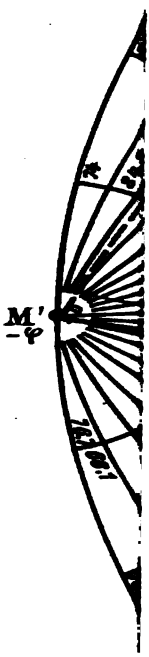
# Tafel XIII—XX.

## Erklärung der Tafeln XIII—XX.

Taf. XIII. Optisches Diagramm für Mikroklin.
Taf. XIV. „ „ „ Albit, $Ab_{95}An_5$, von Amelia Co.
Taf. XV. „ „ „ Oligoklasalbit, $Ab_{86}An_{14}$, von Bamle.
Taf. XVI. „ „ „ Oligoklas, $Ab_{75}An_{25}$, von Twedestrand.
Taf. XVII. „ „ „ Andesin, $Ab_{63}An_{37}$.
Taf. XVIII. „ „ „ Labradorit, $Ab_{50}An_{50}$, von der St. Pauls Insel.
Taf. XIX. „ „ „ Bytownit, $Ab_{25}An_{75}$, von Närödal.
Taf. XX. „ „ „ Anorthit vom Vesuv, $Ab_0An_{100}$.

M'
-φ
70
89.5
63

M'
-φ

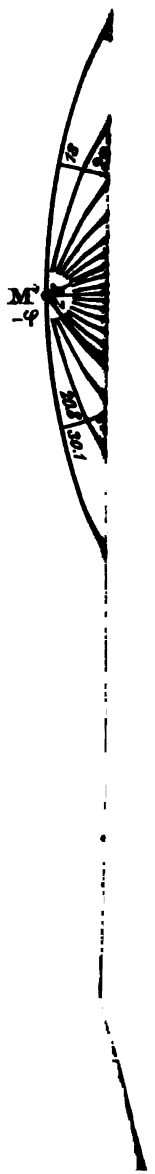

M'
-φ

M
-φ

M'
-φ

M
φ

22.5
M
-9


M
-φ

# Hülfstabellen

zur

# mikroskopischen Mineralbestimmung.

Die Tabellen geben einen Überblick über die wichtigsten zur optischen Bestimmung der Mineralien dienenden Eigenschaften. Sie sollen dazu dienen, rasch die Mineralgruppe, bzw. das Mineral zu bestimmen, welches in einem gegebenen Fall vorliegt. Man wird sich zunächst über die isotrope oder anisotrope Natur desselben vergewissern. Die Vergleichung der höchsten beobachteten Interferenzfarben im Dünnschliff wird unter Benutzung der Tafel III in der ersten Hälfte dieses Bandes erkennen lassen, welche Mineralien, bzw. Mineralgruppen überhaupt in Frage kommen können. Diese Tabellen werden danach in den meisten Fällen unschwer zur Bestimmung führen, die dann durch die genaue Beschreibung im Text zu kontrollieren ist.

# Tabelle der einfachbrechenden Körper.



| | Name | System | Habitus | Spaltung Grad | Spaltung Form | Spaltung ∠ | Farbe | n | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Gesteinsgläser | Obsidian | amorph | | | | | farblos | 1.484—1.495 | |
| | Künstl. Granitglas | amorph | | | | | | 1.500—1.510 | 72.65—67.31% $SiO_2$ |
| | „ Syenitglas | „ | | | | | | 1.520 | 60.26% $SiO_2$ (Plauenscher Grund) |
| | „ Monzonitglas | „ | | | | | | 1.550 | 53.75% $SiO_2$ |
| | „ Basaltglas | „ | | | | | | 1.590 | 48.50% $SiO_2$ (Dyrafjord, Island) |
| | „ Gabbroglas | „ | | | | | | 1.620 | 44.08% $SiO_2$ (Radautal, Harzburg) |
| | „ Harzburgitglas | „ | | | | | | 1.630 | 42.24% $SiO_2$ (Harzburg) |
| | Opal | amorph | | | | | farblos | 1.45 | Bisweil. schwache Doppelbrechung. |
| | Periklas | reg. | (111). Körner | vollk. | (100) | | farblos, gelblich | 1.736 | |
| Spinelllide | Spinell, rot | reg. | (111). Körner | | | | farblos, hellrot | 1.717 | |
| | „ blau | „ | „ | | | | „ bläulich | 1.720 | |
| | Pleonast | „ | „ | | | | grün | | |
| | Hercynit | „ | „ | | | | grün | 1.719 | |
| | Gahnit | „ | „ | | | | grün | 1.765 | |
| | Chromit | „ | „ | | | | braun | 2.096 | |
| | Picotit | „ | „ | | | | braun | | |
| | Fluorit | reg. | (100). Körner | vollk. | (111) | | farblos, oft violett bis rötlich etc. | 1.434 | Bisweil. schwache Doppelbrechung. |
| Granate | Grossular | reg. | (110). Körner, derbe | | | | farblos, hellgrünlich | 1.744 | Bisweilen anomale Doppelbrechung. |
| | Almandin | „ | (110) (211). Körner | | | | rot | 1.810 | Öfters Zonarstrukt. |
| | Melanit | „ | (110). (110) (211). Körner | | | | braun, oft zonar | 1.857 | Zonarstruktur sehr verbreitet. |
| | Demantoid | „ | Körner | | | | grün | 1.889 | |
| | Spessartin | „ | (110). Körner | | | | farblos, rötlich, grünlich | 1.810 | |
| | Uwarowit | „ | (110). Körner | | | | grün | 1.838 | Anomale Doppelbrechung öfter vorhanden. |
| | Pyrop | „ | Körner | | | | blutrot | 1.744 | Kelyphitschalen. |
| | Gem. Granat | „ | (110). Körner, derbe | | | | rötlich | | Anomale Doppelbrech. nicht selten. |
| | Leucit | „ | (211). RundeKörner, derbe | | | | farblos | 1.508 | Polysynthetische Zwillingslamell. in sich schneidenden Systemen bei großen Individuen; fehlt oft in den kleinen. — Schw. Doppelbrechung = 0.001. |
| Sodalithgruppe | Sodalith | reg. | (110). Derbe Körner | m | (110) | | farblos, blau, grün, gelb, braun in verschiedenen Tönen | 1.483 | Bisweilen anomale Doppelbrechung. |
| | Hackmanit | „ | | | | | | 1.487 | |
| | Nosean | „ | (110). sehr selten derbe | „ | „ | | | 1.495 | Bei Nosean und Hauyn oft randlicher oder zonar häufig in Interposition. |
| | Hauyn | „ | (110). Körner | „ | „ | | | 1.500 | |
| | Lasurstein | „ | derbe. Selten (110) | „ | „ | | blau | | |
| | Analcim | reg. | (211). Körner, derbe | m | (100) | | farblos | 1.487 | Öfter schwache anomale Doppelbrechung mit Felderteilung. |
| | Perowskit | reg. | (111) (100). Körner | | | | graubraun, bräunlichgelb | 2.38 | Größere Individuen meist optisch anomal mit Zwillingslamellierung. |
| | Pyrrhit | | (111) | | | | rot bis orangegelb | hoch | |
| | Beckelith | reg. | (111) (110). Körner | m | (100) | | hellgelb | hoch | |

| Name | System | Habitus | Spaltung Grad | Spaltung Form | Spaltung ∢ | Hauptzone oder Fläche | Form der Hauptzone | Opt. Char. | Farbe | Pleochroismus | $\omega$ | $\varepsilon$ | $\omega-\varepsilon$ | Opt. Charakter | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Rutil** | quadr. | Säulen, Körner, herz- und knieförmige Zwillinge. — Sagenitgewebe | g<br>m | (110)<br>(100) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | prismatisch | + | gelb, fuchsrot, violett | selten deutlich — *O* gelb bis bräunlich, *E* braungelb bis grünlichgelb | 2.616 | 2.903 | 0.287 | + | Zwillingslamellierung kommt vor. |
| **Cassiterit** | quadr. | Körner, Säulen, Stengel, Pyramiden, knieförmige Zwill. | d<br>schl. | (100)<br>(110) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | prismatisch | + | gelblich, bräunlich, farblos | | 1.997 | 2.093 | 0.096 | + | |
| **Zirkon** | quadr. | Säulen, selten Pyramiden, Körner | g<br>schl. | (110)<br>(100) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | prismatisch | + | farblos, selten gelblich bis rötlich | | 1.931 | 1.993 | 0.094 – 0.062 | + | |
| **Anatas** | quadr. | Pyramiden, Täfelchen | g<br>g | (001)<br>(111) | 43° 24′ | | | | farblos, blau, auch gelblich oder grünlich | *O* tiefblau, orangegelb, *E* hellblau, hellgelb | 2.562 | 2.489 | 0.073 | — | |
| **Eisenglimmer** | hex. | Täfelchen, Blättchen, Schüppchen | | | | 0001 | leistenförmig | + | rot, gelblich, grau | *O* bräunlich rot, *E* hellgelbrot | 3.22 | 2.94 | 0.28 | — | |
| **Titaneisenglimmer** | hex. | wie Eisenglimmer | | | | 0001 | leistenförmig | | krappbraun bis nelkenbraun | | hoch | hoch | hoch | | |
| **Pyrophanit** | hex. | Blättchen | g | (02$\bar{2}$1) | | 0001 | leistenförmig | + | blutrot bis gelblichrot | | 2.48 | 2.21 | 0.27 | — | |
| **Geikielith** | hex. | Körner | d | (10$\bar{1}$1) | | | | | purpurrot | | hoch | hoch | sehr hoch | — | |
| **Korund** | hex. | Tafeln, Körner, Säulen | | | | 0001 | leistenförmig | + | farblos, blau, hellrosa | *O* blau, rot. *E* meergrün, gelb, auch grünlichgelb | 1.769 | 1.760 | 0.009 | — | Zwillingslamellierung nach (10$\bar{1}$1) kommt vor. |
| **Quarz** | hex. | Dihexaeder, Körner | | | | | | | farblos | | 1.544 | 1.553 | 0.009 | + | Oft undulöse Auslöschung. |
| **Tridymit** | hex. | Tafeln | | | | 0001 | leistenförmig | — | farblos | | 1.477 | | 0.002 | + | Opt. Anomalien, Zweiaxigkeit und Felderteilung. |
| **Brucit** | hex. | Tafeln, Blätter, Fasern | g | (0001) | | 0001 | leistenförmig | — | farblos | | 1.560 | 1.581 | 0.021 | + | |
| **Calcit** | hex. | Körner, Körneraggregate, Fasern, kuglige Aggregate | g | (10$\bar{1}$1) | 74° 55′ | | | | farblos, grau, gelblich, bräunlich | | 1.658 | 1.486 | 0.172 | — | Zwillingslamellierung nach (01$\bar{1}$2) häufig. |
| **Dolomit** | hex. | Rhomboeder, körnige Aggregate | g | (10$\bar{1}$1) | 73° 45′ | | | | farblos, grau, gelblich, bräunlich | | 1.682 | 1.503 | 0.179 | — | Zwillingslamellierung nach (01$\bar{1}$2) fehlt; solche nach (02$\bar{2}$1) kommt gelegentlich vor. |
| **Magnesit** | hex. | Rhomboeder, körn. Aggregate, Stengel | g | (1011) | 72° 40′ | | | | farblos, gelblich, grau, bräunlich | | 1.717 | 1.515 | 0.202 | — | |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Apatit** | hex. | Säulchen, rundliche Körner, körnige Aggregate | schl. | (0001) (1010) | $10\bar{1}0 : 01\bar{1}0$ | leistenförmig | — | farblos, violett, bräunlich rötlichgrau | $E > O$ | 1.638 | 1.634 | 0.004 | — | |
| **Xenotim** | quadr. | Pyramiden, Prismen | g | (110) | $110 : 1\bar{1}0$ | prismatisch | + | farblos, gelblich, bräunlich | | hoch | hoch | hoch | + | Optische Eigenschaften sehr ähnl. denen des Zirkons. |
| **Hussakit** | quadr. | Pyramiden, Prismen, Körner | g | (110) | $110 : 1\bar{1}0$ | prismatisch | + | farblos, gelblich, bräunlich | | 1.721 | 1.816 | 0.095 | + | |
| Skapolithe **Dipyr** | quadr. | Säulen, Stengel, Körner | g schl. | (100) (110) | $110 : 1\bar{1}0$ | leistenförmig | — | farblos | | 1.555 | 1.542 | 0.013 | — | |
| **Mizzonit** | quadr. | Säulen, Stengel, Körner | g schl. | (100) (110) | $110 : 1\bar{1}0$ | leistenförmig | — | farblos | | 1.558 | 1.543 | 0.015 | — | |
| **Mejonit** | quadr. | Säulen, Stengel, Körner | g schl. | (100) (110) | $110 : 1\bar{1}0$ | leistenförmig | — | farblos | | 1.595 | 1.560 | 0.035 | — | |
| **Gehlenit** | quadr. | Isometr. Individuen | schl. schl. | (001) (110) | | | | farblos | | 1.663 | 1.658 | 0.006 | — | Für Na-Licht isotr. In weißem Licht indigoblaue Interferenzfarbe. |
| **Fuggerit** | quadr. | Dicke Tafeln | g | (001) | 001 | Leisten | ± | farblos, grünlich weiß | | 1.691 | 1.691 | 0.000 (Na) | ± | |
| **Melilith** | quadr. | Tafeln, kurze Säulchen | schl. schl. | (001) (110) | 001 | Leisten | ± | farblos, gelblich | | 1.634 | 1.629 | 0.005 | ∓ | Oft ungewöhnliche indigoblaue Interferenzfarbe. Pflockstruktur. |
| **Vesuvian** | quadr. | Kurze Säulen, Körner, Stengel | schl. schl. | (110) (100) | $110 : 1\bar{1}0$ | prismatisch | ∓ | farblos, gelblich, grünlich, rötlich, bräunlich, blau | schwach bis unmerklich | 1.705—1.732 | 1.701—1.726 | 0.006—0.001 | ∓ | Oft abnorme Interferenzfarbe. Anom. Zweiaxigkeit. |
| **Nephelin, Eläolith** | hex. | Kurze Säulen, Körner | d d | (0001) $(10\bar{1}0)$ | $10\bar{1}0$ | rektangulär, quadratisch | — | farblos | | 1.539—1.542 | 1.532—1.54 | 0.005 | — | Bisw. Zwillingsbildung nach $(10\bar{1}1)$, auch nach Deuteropyramiden. |
| **Cancrinit** | hex. | Säulen, Nadeln, Körner | g | $(10\bar{1}0)$ | $10\bar{1}0$ | schmalleistenförmig | — | farblos, gelb, bläulich, rötlich | | 1.524 | 1.496 | 0.028 | — | |
| **Melinophan** | quadr. | Tafeln, blättrige Aggregate | schl. | (001) | 001 | leistenförmig | + | gelb | | 1.613 | 1.593 | 0.020 | — | |
| **Eudialyt** | hex. | Rhomboeder, dicke Tafeln | d | (0001) | 0001 | kurzleistenförmig | — | rötlich, gelblich, bräunlich, farblos | schwach mit $O > E$ oder fehlend selten $O < E$ | 1.606—1.611 | 1.610—1.613 | 0.002 | + | Opt. Anomalien häufig. |
| **Eukolit** | hex. | Körner | d | (0001) | 0001 | | + | | | 1.621 | 1.618 | 0.003 | — | |
| **Turmalin** | hex. | Säulen, Körner, stenglige Aggregate | | | $10\bar{1}0$ | prismatisch | — | braun, rötlich, grün, gelb, violett, blau | Stark mit $O > E$ | 1.632—1.685 | 1.612—1.652 | 0.017 - 0.034 | — | Oft anomale Zweiaxigkeit. |
| **Hydronephelit** | hex. | Stenglig-blättrige u. stenglig-körnige Aggregate | schl. | $(10\bar{1}0)$ | $10\bar{1}0$ | kurze Leisten | + | farblos, oft trübe | | 1.49 $(\frac{2\omega + \varepsilon}{3})$ | | 0.012 | + | |

# Tabelle der doppelbre

| Name | System | Habitus | Spaltung | | | Hauptzone oder Fläche | Form der Hauptzone | Opt. Char. | Farbe | Plec |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Grad | Form | ∢ | | | | | |
| **Brookit** | rhomb. | Tafeln | g | (010) | | 100 | schmale Leisten | + | rot, gelb, farblos | s |
| **Pseudobrookit** | rhomb. | Tafeln | d | (010) | | 100 | schmale Leisten | + | rubinrot, bräunlich | schwa |
| **Goethit** | rhomb. | Täfelchen, Nadeln | g | (010) | | 010 | schmale Leisten | + | gelb bis braun | c gra braun |
| **Diaspor** | rhomb. | Täfelchen, Stengel | g | (010) | | 010 | schmale Leisten | — | farblos, bräunlich | |
| **Hydrargillit** | mon. | Blättchen | g | (001) | | 001 | schmale Leisten | — | farblos | |
| **Baddeleyit** | mon. | nach b gestreckte Prismen | g<br>schl. | (001)<br>(010) | | 001 : 100 | schmale Leisten | + | farblos, gelb. braun | fehlend a = c |
| **Aragonit** | rhomb. | Stengel, Körner | | | | 110 : 1$\bar{1}$0 | Leistchen | — | farblos | |
| **Hydromagnesit** | rhomb. | | | | | 110 : 1$\bar{1}$0 | Nädelchen, Fasern | + | farblos | |
| **Anhydrit** | rhomb. | Körner, selten Fasern | g | (001)<br>(010)<br>(100) | | | | | farblos | |
| **Gips** | mon. | Tafeln, Blätter, körnige u. fasrige Aggregate | g<br>d | (010)<br>($\bar{1}$11)<br>($\bar{1}$00) | | | | | farblos | |
| **Monazit** | mon. | Tafeln, oft gestreckt nach b | d | (100)<br>(010) | | 001 : 100 | kurz leistenförmig | — | farblos, gelblich | |
| **Lazulith** | mon. | Pyramiden, Körner | | | | | | | blau, farblos | a b = |
| **Andalusit, Chiastolith** | rhomb. | Säulchen, Körner | g | (110) | 89° | 110 : 1$\bar{1}$0 | kurze Leistchen | — | farblos, rötlich | a rosa bis |
| **Mangandalusit** | " | " | " | " | | " | " | — | grasgrün | a gelb |
| **Sillimanit, Fibrolith** | " | Säulchen, Fasern | g | (100) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | lange Leistchen | + | farblos, gelblich trübe | |
| **Disthen, Cyanit** | trikl. | Säulen, Tafeln | g<br>d | (100)<br>(010) | 74° | 100 : 010 | leistenförmig | + | farblos, blau | schwa blau |
| **Topas** | rhomb. | kurze Säulen, Körner, Stengel | g | (001) | | 001 | | — | farblos | |
| **Dumortierit** | rhomb. | Säulchen, Nadeln | g | (100) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | lang leistenförmig | — | blau, bräunlich, grünl., farblos | a bla lichvio |
| **Grandidierit** | rhomb. | derbe | g | (100)<br>(010) | | | | | blaugrün | a blau c bla |
| **Sapphirin** | mon. | Tafeln, Stengel, Körner | | | | 110 : 1$\bar{1}$0 | leistenförmig | + | bläulich, grünlich, farblos | a farbl a hell b dun |
| **Serendibit** | trikl. | Tafeln, Körner | | | | | | | blau, grünlich, farblos | stark in nen To |
| **Staurolith** | mon. | kurze Säulen | d | (010) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | kurz leistenförmig | + | gelb, rotbraun | c rot |
| **Karpholith** | mon. | Stengel, Fasern | | | | 110 : 1$\bar{1}$0 | schmal leistenförmig | + | farblos, grünlichgelb | c fa gel |

| nus | Optische Orientierung | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | $\gamma-\alpha$ | $\gamma-\beta$ | $\beta-\alpha$ | Opt. Charakter | Dispersion | Axenwinkel | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | a=c, b=a für Rot<br>a=c, c=a für Grün | 2.583 | 2.586 | 2.741 | 0.158 | 0.156 | 0.003 | + | $\varrho > \gamma$ | 23°—0° | Axen für rot u. gelb in (031), für grün u. blau in (010). |
| a=c | a=c, b=a | | hoch | | hoch | | | + | $v > \varrho$ | $2H_a = 84°.5$ | |
| gelb-braun | b=a, c=c für Rot<br>a=c, b=a für Grün | | hoch | | hoch | | | − | $\varrho < \gamma$ | $2E_\varrho = 58°.5$<br>$2E_\gamma = 67°.5$ | Axen für rot in (100)<br>Axen für gelb in (001). |
| | a=c, c=a | 1.702 | 1.722 | 1.750 | 0.048 | 0.028 | 0.020 | − | | $2E_\gamma = 84°.5$ | |
| | b=b, c:c=<br>−21° | 1.535 | | 1.558 | 0.023 | | | + | stark<br>$\varrho > v$ | 2E=40—0° | |
| ölgrün<br>braun | b=b, c:a=<br>−11° | | hoch | | hoch | | | − | | 2E=70°—75° | Zwillingsbildung nach (100) häufig. |
| | b=c, c=a | 1.530 | 1.682 | 1.686 | 0.156 | 0.004 | 0.152 | − | schwach<br>$\varrho < v$ | 2V=18° | |
| | c=b | | niedrig | | niedrig | | | | | | |
| | a=c, c=a | 1.570 | 1.576 | 1.614 | 0.044 | 0.038 | 0.006 | + | kräftig<br>$\varrho < v$ | 2E=71°.5 | |
| | b=b, c:c=<br>−53° | 1.520 | 1.523 | 1.530 | 0.010 | 0.007 | 0.003 | + | deutlich<br>$\varrho < v$ | 2V=58° | |
| | b=a, c:c=<br>2°—6° | 1.796 | 1.797 | 1.841 | 0.045 | 0.044 | 0.001 | + | $\varrho < v$ | 2E=21°—36° | Zwillinge nach (100). |
| s,<br>elblau | b=b, c:a=<br>−10° | 1.603 | 1.632 | 1.639 | 0.036 | 0.007 | 0.029 | − | stark<br>$\varrho < v$ | 2E=135° ca. | |
| farblos<br>nlich | a=c, c=a | 1.632 | 1.638 | 1.643 | 0.011 | 0.005 | 0.006 | − | | 2V=84° 85° | |
| augrün | „ | | | | | | | | | | |
| | b=a, c=c | 1.660 | 1.661 | 1.682 | 0.022 | 0.021 | 0.001 | + | stark<br>$\varrho > v$ | 2V=31° 42° | |
| ischen<br>rblos | a fast ⊥ 100, c 30°<br>schief gegen Kante<br>100 : 010 auf 100 | 1.717 | 1.722 | 1.729 | 0.012 | 0.007 | 0.005 | − | $\varrho > v$ | 2V=82° | |
| | a=a, c=c | 1.619 | 1.622 | 1.628 | 0.009 | 0.006 | 0.003 | + | $\varrho > v$ | 2E=71°—129° | |
| ich, röt-<br>ünlich,<br>s | a=c, c=a | 1.678 | 1.686 | 1.689 | 0.011 | 0.003 | 0.008 | − | $\varrho > v$ | 2V=30° | Zwillinge nach (110). |
| farblos,<br>hgrün | a=a, b=c | 1.602 | 1.636 | 1.639 | 0.037 | 0.003 | 0.034 | − | $\varrho > v$ | 2E=50° | |
| c blau,<br>hblau,<br>grün,<br>grün | b=b, c:c=<br>+8° bis 9° | 1.706 | 1.709 | 1.711 | 0.005 | 0.002 | 0.003 | − | deutlich<br>$\varrho < v$ | 2V=69° | |
| u. grü-<br>farblos | | | 1.7<br>etwa | | schw. | | | | | | Polysynthetische Zwillingslamellier. |
| gelb | b=a, c=c | 1.736 | 1.741 | 1.746 | 0.010 | 0.005 | 0.005 | + | schwach<br>$\varrho > v$ | 2V=89° | Durchkreuzungs-zwillinge. |
| a=b<br>lich | b=b, c:c=4° ca. | | 1.627 | | 0.022 | | | − | | 2V=60° | |

# Tabelle der doppelbre

| Name | System | Habitus | Spaltung | | | Hauptzone oder Fläche | Formen der Hauptzone | Opt. Char. | Farbe | Pleo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Grad | Form | ∢ | | | | | |
| **Datolith** | mon. | Körner, Stengel | | | | | | | farblos | |
| **Axinit** | trikl. | Körner, Tafeln | d | (010) | | | | | farblos, gelblich, bräunlich, violett | |
| **Kornerupin, Prismatin** | rhomb. | prismatisch | d | (110) | 81° | 110 : 1$\bar{1}$0 | leistenförmig | | farblos, gelblich | sehr s |
| **Olivin** | rhomb. | isometrisch, kurze Säulen, Körner | d | (010) (001) | | | | | grünlich, gelblich, rot, farblos | fehlt o in gelb liche |
| | | | schl. | (100) | | | | | | |
| **Fayalit** | „ | „ | „ | „ | | | | | „ | |
| **Forsterit** | „ | „ | d | (010) (001) | | | | | farblos | |
| **Monticellit** | „ | isometrische Körner | | | | | | | farblos | |
| **Humit** | rhomb. | Körner | d | (001) | | | | | farblos, gelblich | schwa und |
| **Chondrodit** | mon. | „ | d | (001) | | | | | gelb, bräunlich, rötlich | a gelb, ii |
| **Klinohumit** | mon. | „ | d | (001) | | | | | „ | |
| **Titanolivin** | mon. | „ | | | | | | | gelb, rot | a rot, b |
| **Lievrit** | rhomb. | Stengel, Fasern, selten Körner | d | (010) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | schmale Leisten | + | braun, grün | a braun lichgr |
| **Cordierit** | rhomb. | Körner, kurze Säulen | schl. | (010) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | kurze Leisten | — | farblos, bläulich, gelblich | fehlend mit |
| **Lawsonit** | rhomb. | Tafeln, kurze Säulen | g | (010) (001) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | kurze, breite Leisten | + | farblos, hellmilchblau | sehr sch |
| | | | d | (110) | 67° 16′ | | | | | |
| **Prehnit** | rhomb. | Tafeln, blättrige Aggregate | g | (001) | | 001 | leistenförmig | — | farblos | |
| Epidote: **Pistazit** | mon. | Säulen u. Stengel gestreckt nach b, Körner | g | (001) | 64°.5 | 001 : 100 | leistenförmig | ± | grün, gelblich, bräunlich farblos | a farblo oder grü lichgrü grau, lav grün, b |
| | | | d | (100) | | | | | | |
| Epidote: **Klinozoisit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | ± | farblos, rötlich | schwac |
| Epidote: **Piemontit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | ± | rot, gelb, farbl. | a orang |
| Epidote: **Orthit** | „ | „ | d | (001) | | „ | „ | ± | braun | c |
| Epidote: **Zoisit** | rhomb. | Stengel, Blätter | g | (010) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | kurz leistenförmig | ± | farblos | |
| | | | d | (100) | | | | | | |
| Epidote: **Thulit** | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | ± | rot, gelb | a fast f c g |
| **Fouquéit** | mon. | Nadeln, kurze Stengel | d | (001) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | schmal leistenförmig | — | gelb, farblos | b |
| **Lotrit** | mon. | Stengel, Körner | g | | | | | | grünlich | |
| **Mosandrit u. Johnstrupit** | mon. | Tafeln nach (100), gestreckt nach c | g | (100) | | 100 : 010 | leistenförmig | — | graugelb bis farblos | |
| **Rinkit** | mon. | Tafeln nach (100) | g | (100) | | 100 : 010 | „ | ∓ | gelblich, farblos | |
| **Wöhlerit** | mon. | Tafeln, Körner | schl. | (010) | | 100 | tafelförmig, leistenförmig | | gelb | schwac |

| ...s | Optische Orientierung | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | $\gamma-\alpha$ | $\gamma-\beta$ | $\beta-\alpha$ | Opt. Charakter | Dispersion | Axenwinkel | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | b = b, c : a = +1° bis 4° | 1.625 | 1.653 | 1.669 | 0.044 | 0.016 | 0.028 | — | schwach $\varrho > v$ | $2V = 74°$ | |
| | | 1.685 | 1.692 | 1.695 | 0.010 | 0.003 | 0.007 | — | $\varrho < v$ | | |
| | b = c, c = a | 1.669 | 1.681 | 1.682 | 0.013 | 0.001 | 0.012 | | schwach $\varrho > v$ | 2E = 65°.5 (Pr)<br>2E = 32° – 14° (Ko) | |
| ...ach<br>...röt-<br>...i | a = c, b = a | 1.654 | 1.670 | 1.689 | 0.035 | 0.019 | 0.016 | + | deutlich $\varrho < v$ | $2V = 88°$ ca. | Zwillingsbildung nach (011) (012) selten. |
| | „ | 1.824 | 1.864 | 1.874 | 0.050 | 0.010 | 0.040 | — | deutlich $\varrho > v$ | $2V = 50°$ ca. | |
| | „ | | 1.659 | | hoch | | | + | schwach $\varrho < v$ | $2V = 86°$ | |
| | „ | 1.651 | 1.662 | 1.668 | 0.017 | 0.006 | 0.011 | — | deutlich $\varrho > v$ | $2V = 37.°5$ | |
| ...lb | a = a, b = c | | 1.643 | | 0.035 | | | + | schwach $\varrho > v$ | $2V = 68°$ | Zwillingsbild. nach (h o l), oft lamellar. |
| ...elb- | b = c, a : c = 25° – 30° | 1.607 | 1.619 | 1.639 | 0.032 | 0.020 | 0.012 | + | schwach $\varrho \gtrless v$ | $2V = 79°.5$ | Zwillingslamellier. nach (001), oft auch nach (105). |
| | b : c, c : a = 7° – 15° | | 1.670 | | | | | + | schwach $\varrho > v$ | $2V = 76°.5$ | Zwillingslamellier. nach (001), oft auch nach (103). |
| ...gelb | b = c | 1.669 | 1.678 | 1.702 | 0.033 | 0.024 | 0.009 | + | stark $\varrho > v$ | $2V = 58°$ | Lamellare Zwillingsbildung nach einem (h o l) verbreitet. |
| ...un-<br>...ün | b = a, c = c | | 1.89 | | | | | + | | E2 mittelgroß | Nur in dünnsten Schnitten durchsichtig. |
| ...vach | b = c, c = a | 1.535 | 1.540 | 1.544 | 0.009 | 0.004 | 0.005 | — | schwach $\varrho < v$ | 2E = 63° – 150° | Durchkreuzungsdrillinge nach (110) und (130), auch mit polysynthetischer Lamellierung kommen vor. |
| ...eist | a = a, c = c | 1.665 | 1.669 | 1.684 | 0.019 | 0.015 | 0.004 | + | | $2V = 84°$ | Zwillingsbildung nach (110 verbreitet. |
| | a : a, c = c | 1.616 | 1.626 | 1.649 | 0.033 | 0.023 | 0.010 | + | schwach $\varrho \gtrless v$ | $2V = 69°$ | Optische Anomalien nicht selten. |
| ...lich<br>...gelb-<br>...lich-<br>...isig-<br>...un | b = b, c : a = +3° | 1.714 | 1.741 | 1.746 | 0.032 | 0.005 | 0.027 | — | $\varrho > v$ | $2V = 74° - 90°$ | Zwillingsbildung nach (100). |
| | b = b, c : a = –3° | 1.716 | 1.718 | 1.724 | 0.008 | 0.006 | 0.002 | + | stark $\varrho < v$ | $2V = 80° – 90°$ | „ Starke Bisektricendispersion. Abnorme Interferenzfarbe. |
| ...osa, | b = b, c : a = +5° bis 6° | ähnlich wie bei Pistazit | | | | | | ± | | 2V um 90° schwankend | „ |
| | b = b, c : a = +36° ca. | | 1.682 | | 0.032 bis 0.0 | | | + | | 2V schwankend | „ |
| ...osa, | a = c, c = a oder a = c, b = a | 1.698 | 1.699 | 1.707 | 0.009 | 0.008 | 0.001 | + | stark $\varrho < v$ / $\varrho > v$ | $2V = 0° – 60°$ | Abnorme Interferenzfarbe |
| | a = c, c = a | | | | | | | | $\varrho < v$ | $2V = 0° – 40°$ | |
| | b = c | | hoch | | 0.020 | | | + | | $2V = 90°$ ca. | Polysynth. Zwillingsbild. nach einer Querfläche kommt vor. |
| | b = c | | 1.67 | | 0.014 | | | + | | | |
| | b = b, c : a = 3° | 1.646 | 1.649 | 1.658 | 0.012 | 0.009 | 0.003 | + | stark $\varrho > v$ | $2V = 70°$ | Zwillingsbildung nach (100) häufig. |
| | b = a, c : b = 7° ca. | 1.665 | 1.668 | | | | 0.003 | + | stark $\varrho < v$ | 2E = 78° – 82°.5 | „ |
| ...= a | b = a, c : c = +44° | 1.700 | 1.716 | 1.726 | 0.026 | 0.010 | 0.016 | + | schwach $\varrho < v$ | $2V = 72° – 77°$ | Zwillingsbildung nach (100) verbreitet. |

# Tabelle der doppelbreche

| Name | System | Habitus | Spaltung | | | Hauptzone oder Fläche | Form der Hauptzone | Opt. Char. | Farbe | Pleochroi |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Grad | Form | ∧ | | | | | |
| Davenit | mon. | Säulchen, Körner | d | (100) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | kurze Leistchen | + | gelb | c orange bis r<br>b gelbl<br>a hellwe |
| Cortdahlit | trikl. | Tafeln, Leisten | | | | 100 : 010 | leistenförmig | + | gelb, farblos | schwach c |
| Rainit | trikl. | Nädelchen, Blättchen | g | (010) | | 100 : 010 | schmal leistenförmig | — | farblos, weingelb | schwach c |
| Titanit | mon. | Säulen, Rhomben, Körner, auch Stengel | d | (110) | 46° | | | | farblos, gelblich, rötlich, bräunlich | schwach c |
| Wollastonit | mon. | Tafeln, Stengel nach b | g<br>d | (100)<br>(001) | 84°.5 | 001 : 100 | leisten- bis tafelförmig | + | farblos | |
| Pektolith | „ | „ | „ | „ | „ | | „ | + | „ | |
| Mangan-pektolith | „ | „ | „ | „ | „ | | „ | + | hellgrün | |
| Osenbuschit | „ | Stengel nach b | g<br>d | (001)<br>(100) | 78° | | schmal leistenförmig | — | farblos, hellgrünlichgelb | |
| **Enstatit** | rhomb. | prismatisch, derbe | g<br><br>d | (110)<br>(100)<br>(010) | 88° | 110 : 1$\bar{1}$0 | leistenförmig | + | farblos | |
| **Bronzit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | + | farblos, gelblich, rötlich | c grünlich, a gelb, b rötlich schwac |
| **Hypersthen** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | + | „ | ebenso, deutl |
| **Diopsid** | mon. | prismatisch, Körner | g | (110) | 87° | „ | „ | | farblos, grünlich | schwac oder fehl |
| **Diallag** | „ | Körner, kurze Säulen | g | (110)<br>(100) | „ | „ | „ | | farblos, grünlich, bräunlich | b gelblich, grünlic |
| **Magnesium-diopsid** | „ | prismatisch | g | (110) | „ | „ | „ | | farblos | fehlt |
| **Hedenbergit** | „ | Körner, Säulen | g | (110) | „ | „ | „ | | grün | schwac |
| **Augit** | „ | kurze Säulen, Körner | g | (110) | „ | „ | „ | | grün, braun, rötlich, violett, selten gelb | wechselnd, meist schw |
| **Titanaugit** | „ | kurze Säulen, Tafeln nach (100) | „ | „ | „ | „ | „ | | bräunl. violett | schwac |
| **Ägirinaugit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | | grün, gelb | a grasgrün, grün, c gelb bräunlich |
| **Ägirin** | „ | schlanke Säulen, Nadeln | „ | „ | „ | „ | „ | — | grün, gelb, braun | a tiefgrün, b grün ins Gelbe, bis bräunl |
| **Akmit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | — | braun, gelb | a braun, b hell c grünlichg |
| **Urbanit** | „ | pyramidal | „ | (110)<br>(001) | „ | | | | „ | a braun, b gelb c hellgel |
| **Jadeit** | „ | kurzstenglich | „ | (110) | „ | „ | „ | | farblos, hellgrünlich | |
| **Spodumen** | „ | Säulen, Tafeln nach (100) | „ | (110)<br>(010)<br>(100) | „ | „ | „ | | farblos | |

| s | Optische Orientierung | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | $\gamma-\alpha$ | $\gamma-\beta$ | $\beta-\alpha$ | Opt. Charakter | Dispersion | Axenwinkel | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| un, | b = b, c : a = +20 | | 1.750 | | 0.040 | | | — | undeutlich | 2V = 80° | Zwillingsbildung nach (100) nicht selten. |
| a | auf 100 c : b = 25° ca auf 010 c : b = 15° ca. auf 001 Schiefe gegen 100 ca. 2° | | 1.7 ca. | | 0.012 ca. | | | + | | 2V groß | Durchweg polysynthetisch verzwillingt mit c als Zwillingsaxe, (100) als Verwachsungsebene. |
| a | c \| 010 ca. auf (100) ger. Ausl auf (010) a : c = 4° auf (001) a : b = 16° | | 1.7 ca. | | 0.012 | | | + | stark $\varrho > v$ | 2V groß | Zwillingsbildung mit (100) als Verwachsungsfläche kommt vor. |
| a | b = b, c : c = +39° | 1.899 | 1.906 | 2.008 | 0.109 | 0.102 | 0.007 | + | sehr stark $\varrho > v$ | $2E_{na}$ = 45°—68° | Zwillingsbildung nach (001) verbreitet. |
| | b = b, c : a = +32° | 1.619 | 1.632 | 1.634 | 0.015 | 0.002 | 0.013 | — | deutlich $\varrho > v$ | 2V = 69° und kleiner | Zwillingsbildung nach (100). |
| | b = c, c : a = −5° | | 1.61 ca. | | 0.038 | | | + | | 2V = 60° | |
| | b = c, c : a = −5° | | | | | | | + | sehr stark $\varrho < v$ | 2E = 15° | |
| | b = a, c : c = +13° | | 1.65 ca. | | 0.026 ca. | | | | | 2V = 90° etwa | |
| | b = a, c = c | 1.656 | 1.659 | 1.665 | 0.009 | 0.006 | 0.003 | + | $\varrho < v$ | 2E = 135° ca. | |
| ich un. | „ | 1.665 | 1.669 | 1.674 | 0.009 | 0.005 | 0.004 | + | $\varrho < v$ | 2E = 106° ca. | knieförmige u. sternförmige Zwillinge nach (0 k l). |
| | „ | 1.692 | 1.702 | 1.705 | 0.013 | 0.003 | 0.010 | — | $\varrho > v$ | 2E = 85° ca. | „ |
| | b = b, c : c = −39° | 1.671 | 1.678 | 1.700 | 0.029 | 0.022 | 0.007 | + | schwach $\varrho > v$ | 2V = 59° | Zwillingsbildung nach (100), selten nach (001). |
| c | „ | wie Diopsid | | | wie Diopsid | | | + | „ | 2V = 59° und kleiner | „ |
| | b = b, c : c = −44° ca. | wie Diopsid | | | ähnl. wie Diopsid | | | + | | 2E = 32°—36° | |
| | b = b, c : c = −44° | 1.732 | 1.737 | 1.751 | 0.019 | 0.014 | 0.005 | + | „ | 2V = 60° | |
| | b = b, c : c = −45° bis −55° | 1.698 | 1.704 | 1.723 | 0.025 | 0.019 | 0.006 | + | „ | 2V = 60° ca. | Zwillingsbildung nach (100), selt. nach (001). Deutliche Dispersion der Axe B. |
| | „ | | | | | | | + | „ | 2V < 60° | Starke Bisektricendispersion $c : c_\varrho < c : c_v$. |
| ll- s | b = b, c : c > −55° < 85° | 1 680 | 1.687 | 1.709 | 0.029 | 0.022 | 0.007 | + | | | Starke Bisektricendispersion. |
| er elb | b = b, c : c > −85° | 1.763 | 1.799 | 1.813 | 0.050 | 0.014 | 0.036 | — | $\varrho > v$ | 2V = 62° | Starke Bisektricendispersion $c : a_\varrho < c : a_v$. |
| un. | „ | wie bei Ägirin | | | wie bei Ägirin | | | — | | | |
| un. | b = b, c : c = −106° bis −112° | | | | | | | | | | |
| | b = b, c : c = −33°.5 | | 1.654 | | 0.029 | | | + | $\varrho < v$ | 2V = 72° | |
| | b = b, c : c = −23° bis −26° | 1.660 | 1.666 | 1.676 | 0.016 | 0.010 | 0.006 | + | $\varrho < v$ | 2V = 54° 60° | Zwillingsbildung nach (100). |

# Tabelle der doppelbrech

| | Name | System | Habitus | Spaltung: Grad | Spaltung: Form | Spaltung: ∧ | Hauptzone oder Fläche | Form der Hauptzone | Opt. Char. | Farbe | Pleoc |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Amphibole | **Anthophyllit** | rhomb. | Stengel, Blätter, Körner | g d schl. | (110) (100) (010) | 55°,5 | 110 : 1$\bar{1}$0 | leistenförmig | + | farblos, gelbl., bräunlich, grünlich | c gelblic b nelkenf a gelbli r |
| | **Gedrit** . | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | |
| | **Tremolit** | mon. | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | farblos | |
| | **Aktinolith** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | grün | c grün gelbl |
| | **Grünerit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | farblos, bräunlich | c hellbr fa |
| | **Gem. Hornblende** | „ | Säulen, Stengel, Körner | „ | „ | „ | „ | „ | „ | grün, selten braun | in grüne Tönen |
| | **Pargasit** | „ | kurze Säulen, Körner | „ | „ | „ | „ | „ | „ | grün | |
| | **Basaltische Hornblende** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | braun | in braune Tönen c > b > a, u. braun a grün. |
| | **Katophorit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | rötlich, braun, grün | wechseln ben u |
| | **Glaukophan** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | blau, violett, gelblichgrün, fast farblos | a fast far lichgrün, bläulicev |
| | **Gastaldit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | |
| | **Arfvedsonit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | — | blau, braungrün, graugrün, grauviolett | wech a |
| | **Riebeckit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | — | blau, gelblich, grün | a tiefbl. blau, c |
| | **Hastingsit** | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | | blau, grün | a gelblic tief g |
| | **Crossit** . | „ | „ | „ | „ | „ | „ | „ | | blau, grünlich | a grünli farblos, b vi |
| | **Krokydolith** | „ | Fasern | „ | „ | „ | „ | schmal leistenförmig | — | blau, gelblich | wie |
| | **Ainigmatit** | trikl. | Säulen, Blätter | g | (110) (1$\bar{1}$0) | 66° | 110 : 1$\bar{1}$0 | leistenförmig | ± | braunrot | c schwar b kastan a heller |
| Glimmer | **Muscovit** | mon. | Blätter, blättrige Aggregate | g | 001 | | 001 | leistenförmig | + | farblos, grünl., gelblich | schwach |
| | **Paragonit** | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | „ | „ | |
| | **Lepidolith** | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | „ | farblos, rötlich | |
| | **Biotit, Lepidomelan** | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | „ | braun, grün, gelb | sehr stark |
| | **Zinnwaldit, Lithionit** | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | „ | braun, rot, gelb, selten grün | |
| | **Phlogopit** | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | „ | farblos, gelblich, bräunlich, grünl. | schwach |
| | **Anomit** . | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | „ | wie Biotit | wie |

| ns | Optische Orientierung | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | $\gamma-\alpha$ | $\gamma-\beta$ | $\beta-\alpha$ | Opt. Charakter | Dispersion | Axenwinkel | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| lich<br>llich,<br>ich, | $a=a$, $c=c$ | 1.633 | 1.642 | 1.657 | 0.024 | 0.015 | 0.009 | + | $\varrho<v$<br>$\varrho>v$ | 2V um 90°<br>schwankend | |
| | „ | 1.623 | 1.636 | 1.644 | 0.021 | 0.008 | 0.013 | − | $\varrho>v$ | 2V = 79° 57° | |
| | $b=b$,<br>$c:c=-16°$ | 1.604 | 1.618 | 1.630 | 0.026 | 0.012 | 0.014 | − | schwach<br>$\varrho<v$ | 2V = 87°.5 | Zwillingsbild. nach (100) kommt vor. |
| a<br>ı | $b=b$,<br>$c:c=-15°$ | 1.607 | 1.624 | 1.634 | 0.027 | 0.010 | 0.017 | − | „ | 2V = 80° | „ |
| = a | $b=b$, $c:c=$<br>$-11°$ bis $-15°$ | | 1.73 | | 0.056 | | | − | | 2V groß | „ häufig. |
| lben<br>a | $b=b$, $c:c=$<br>$-12°$ bis $-20°$ | 1.640 | 1.643 | 1.656 | 0.016 | 0.013 | 0.003 | + | | 2V = 54° 84° | „ |
| | $b=b$, $c:c=$<br>$-18°$ bis $-21°$ | 1.614 | 1.620 | 1.634 | 0.020 | 0.014 | 0.006 | + | | 2V = 52° 60° | |
| lben<br>nit<br>ünen<br>mit<br>raun | $b=b$, $c:c=$<br>$-0°$ bis $-12°$ | 1.680 | 1.725 | 1.752 | 0.072 | 0.027 | 0.045 | − | | 2V = 80° | „ Bisektricendispersion kenntl. |
| Far-<br>a | $b=b$, $c:c=$<br>$-23°$ bis $-60°$ | | | | klein | | | | stark<br>$\varrho>v$ | 2V klein | „ Bisektricendisp. deutl. bis stark |
| gelb-<br>h bis<br>blau | $b=b$, $c:c=$<br>$-4°$ bis $-6°$ | 1.621 | 1.638 | 1.639 | 0.018 | 0.001 | 0.017 | − | stark<br>$\varrho<v$ | 2E = 85°.5 | „ |
| | $b=b$, $c:c=-6°$ | 1.640 | 1.656 | | | | | − | stark<br>$\varrho<v$ | 2E = 70° | „ |
| iit | $b=b$, $c:a=$<br>$-70°$ bis $-80°$ | | hoch | | sehr klein | | | | | 2V groß | „ Starke Bisektricendispersion $c:a_\varrho < c:a_v$. |
| ller<br>grün | $b=b$,<br>$c:c=-85°$ | > 1.687 | | < 1.687 | 0.004 | | | + | $\varrho<v$ | | |
| b = c<br>ı | $b=b$, $c:c=$<br>$-25°$ bis $-30°$ | | | | sehr klein | | | − | stark<br>$\varrho>v$ | 2E = 30° − 45° | „ Kräftige Bisektricendispersion $c:c_\varrho < c:c_v$. |
| bis<br>grau- | $b=c$, $c:b=$<br>$-20°$ bis $-30°$ | | | | sehr klein | | | − | | 2V groß | „ Starke Bisektricendispersion $c:b_\varrho < c:b_v$ |
| t | $b=b$, $c:c=-71°$ | | | | 0.025 | | | + | | 2E = 90° | |
| ı,<br>ıun,<br>nn | Auslöschungssch. gegen Spaltung auf 100 etwa 3° − 5°, auf 010 etwa 44°, auf 110 u. $1\bar{1}0$ etwa 80° u. 37° | | hoch | | | 0.006 | | + | $\varrho<v$ | 2E = 60 ca. | |
| lend | $b=c$, $c:a=$<br>$+0°$ bis $2°$ | 1.563 | 1.598 | 1.601 | 0.038 | 0.003 | 0.035 | − | schwach<br>$\varrho>v$ | 2E = 60° 70° | |
| | „ | sehr ähnlich Muscovit | | | | | | − | „ | 2E = 70° ca. | |
| | $b=c$, $c:a=$<br>$+0°$ bis $+2°$<br>oder<br>$b=b$, $c:a=$<br>$+0°$ bis $+2°$ | | 1.598 | 1.605 | | 0.007 | | − | schwach<br>$\varrho \gtrless v$ | 2E = 32° 84° | |
| $b>a$ | $b=b$, $c:a=$<br>$+0°$ bis $+7°$ | 1.557 | 1.589 | 1.597 | 0.040 | 0.008 | 0.032 | − | schwach<br>$\varrho \gtrless v$ | 2E = 0° − 72° | Zwillingsbild. nach Tschermakschen Gesetz verbreitet. |
| | $b=b$, $c:a=$<br>$0°$ bis $+7°$ | ähnlich wie bei Biotit | | | | | | − | schwach<br>$\varrho<v$ | 2E = 10° 60° | „ |
| $b>a$ | „ | 1.562 | 1.606 | 1.606 | 0.044 | 0.0 | 0.044 | − | schwach<br>$\varrho<v$ | 2E klein bis 0° | |
| | $b=c$, $c:a=$<br>$0°$ bis $+4°$ | wie bei Biotit | | | | | | − | schwach<br>$\varrho \gtrless v$ | 2E = 10° 68° | |

# Tabelle der doppelbr

| Name | System | Habitus | Spaltung | | | Hauptzone oder Fläche | Formen der Hauptzone | Opt. Char. | Farbe | Pl |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Grad | Form | ∢ | | | | | |
| **Kaolin** . . | mon. | Blättchen, Schuppen, feinblättrige Aggregate | g | (001) | | 001 | leistenförmig | + | farblos, gelblich | |
| **Nontronit** . | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | + | strohgelb | |
| **Astrophyllit** | rhomb. | Tafeln, Leisten nach b, Blättchen, Rosetten | g | (100) | | 001 | leistenförmig | + | gelb | a |
| **Lamprophyllit** | mon. | „ | „ | „ | | „ | „ | + | gelb | a = |
| **Chlorite** | | | | | | | | | | |
| **Klinochlor** | mon. | Blätter, Schuppen, blättrige und krümelige Aggregate | g | (001) | | 001 | leistenförmig | — | grün | b |
| **Pennin** . | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | + | „ | |
| **Kämmererit** | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | + | rot, violett | b a |
| **Delessit** | „ | Schüppchen, sphärolithische Aggregate | „ | „ | | „ | „ | + | grün, gelb, braun | c un a |
| **Thuringit** | „ | Schuppen, wirre oder konzentrisch-schuppige Aggregate | „ | „ | | „ | „ | + | grün, gelb | a gr |
| **Chrysotil** . | rhomb. | Fasern | | | | 110 : 1$\bar{1}$0 | faserförmig | + | grün, farblos, gelblich | |
| **Antigorit** . | „ | Blätter, Schuppen | | | | 100 | leistenförmig | + | „ | |
| **Bastit** . . | „ | Blätter | g | (100) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | leistenförmig | + | grünlich, gelblich, farblos | |
| **Iddingsit** . | | Pseudomorph. nach Olivin | g | (100) | | | | | rotbraun, grün | a brä auch b = |
| **Talk** . . . | rhomb. | Blätter, Schuppen | g | (001) | | 001 | leistenförmig | + | farblos | |
| **Chloritoid, Ottrelith, Sismondin** | mon. | Blätter, Scheiben | g | (001) | | 001 | leistenförmig | — | blau, grün, farblos | c gelb b blau |
| **Glaukonit** . | ? | kleinkugl. oder unregelmäß. Körper u. Aggreg. solcher | | | | | | | gelbgrün, blaugrün, dunkelgrün | fehlen u |
| **Chalcedon** . | rhomb. | fasrige Aggreg. | | | | 110 : 1$\bar{1}$0 | faserförmig | — | farblos, gelblich, bräunlich | |
| **Pseudochalcedon** | „ | „ | | | | „ | „ | — | „ | |
| **Lussatit und Quarzin** | „ | fasrig-blättrige Aggregate | | | | „ | schmal leistenförmig | + | „ | |

| us | Optische Orientierung | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | $\gamma-\alpha$ | $\gamma-\beta$ | $\beta-\alpha$ | Opt. Charakter | Dispersion | Axenwinkel | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $b=c$, $c:a=+13^0$ ca. | | 1.54ca. | | 0.008 ca. | | | − | | 2V stark wechselnd | Gelegentlich Felderteilung auf den basalen Blättchen. |
| | $b=c$, $c:a=0^0-6^0$ | | | | 0.02ca. | | | | | | |
| ıt. | $a=a$, $b=c$ | 1.678 | 1.703 | 1.733 | 0.055 | 0.030 | 0.025 | + | $\varrho>v$ | $2E_o=160$ ca. | |
| lb, | $b=c$, $a=a$ weniger schief | wie bei Astrophyllit | | | | | | | | | Polysynthetische Zwillingsbildung mit Berührungsfläche parallel der Trace der Spaltung kommt vor. |
| n, | $b=b$, $c:c=-2^0$ bis $9^0$ | 1.585 | 1.586 | 1.596 | 0.011 | 0.010 | 0.001 | + | $\varrho<v$ | $2E=32^0-90^0$ | Zwillingsbildung verbreitet. |
| | $b=b$, $c:c$ oder $a=0^0$ | 1.582 | | 1.584 | 0.002 | | | ± | $\varrho>v$ $\varrho<v$ | $2E=0^0-61^0$ | " Oft abnorme Interferenzfarbe. |
| tt, | $b=b$, $c:c$ oder $a=0^0$ | | | | | | | + | | $2E=0^0-30^0$ | " |
| ich. is | $b=b$, $c:a$ sehr klein bis $0^0$ | ähnlich wie bei Klinochlor | | | | | | − | | • | |
| rün | $c:a=0^0$ | ähnlich wie bei Pennin | | | | | | − | | $2E=0^0-25^0$ ca. | |
| | $b=a$, $c=c$ | | 1.54ca. | | 0.013 | | | + | | $2E=16^0$ $50^0$ | |
| | $a=a$, $b=c$ | 1.560 | 1.570 | 1.571 | 0.011 | 0.001 | 0.010 | − | $\varrho>v$ | $2E=16^0-98^0$ | |
| l | $a=a$, $c=c$ | | 1.5—1.6 | | schw. | | | − | $\varrho>v$ | $2E=20^0$ $90^0$ | |
| elb. n, b, | $a=a$, $c=c$ | | schw. | | stark | | | − | | 2E klein bis sehr klein | |
| | $b=c$, $c=a$ | 1.539 | 1.589 | 1.589 | 0.050 | 0.000 | 0.050 | − | $\varrho>v$ | $2E=6^0-20^0$ | |
| los. rün | $b=a$, $c:c=0^0$ bis $20^0$ | | 1.74 | | 0.010 | | | + | stark $\varrho>v$ | 2E groß | Starke Dispersion $c:c_\varrho>c:c_v$. Zwillingsbildung nach Tschermakschen Gesetz verbreitet. |
| rün | | | schw. | | | | | | | $2E=0^0-40^0$ | feinkörnige bis feinschuppige Aggregate. |
| | $c=a$ | 1.533 | 1.536 | 1.544 | 0.011 | 0.008 | 0.003 | ··· | | $2E=10^0$ $40^0$ | |
| | $c=a$ | | 1.54ca. | | 0.005 | | | − | | 2V klein | |
| | $c=c$ | | 1.45ca. | | <0.009 | | | | | | |

# Tabelle der doppelbre

| | Name | System | Habitus | Spaltung Grad | Spaltung Form | Spaltung ∠ | Hauptzone oder Fläche | Formen der Hauptzone | Opt. Char. | Farbe | Pl |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Feldspate | Orthoklas | mon. | Tafeln, Säulen, Körner | g | (001) (010) | 90° | 001 : 010 110 : 1$\bar{1}$0 | Leisten, Tafeln | − + | farblos | |
| | Sanidin | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | | „ | |
| | Celsian | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | | „ | |
| | Hyalophan | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | | „ | |
| | Mikroklin | trikl. | „ | „ | „ | 89°.5 | „ | „ | | „ | |
| | Anorthoklas | „ | „ | „ | „ | 88°.5 89°.5 | „ | „ | | „ | |
| | Albit | „ | „ | „ | „ | 86° 24′ | „ | „ | | „ | |
| | Oligoklasalbit | „ | „ | „ | „ | 86° 32′ | „ | „ | | „ | |
| | Oligoklas | „ | „ | „ | „ | „ | „ | | | | |
| | Andesin | „ | „ | „ | „ | 86° 14′ | „ | „ | | „ | |
| | Labrador | „ | „ | „ | „ | 86° 12′ | „ | „ | | „ | |
| | Bytownit | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | | „ | |
| | Anorthit | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | | „ | |
| | Barytplagioklas | „ | „ | „ | „ | 86°.5 | | | | | |
| Zeolithe | Natrolith | rhomb. | Nadeln, Säulen | g | (110) | 89° | 110 : 1$\bar{1}$0 | schmal leistenförmig | + | farblos, gelblich | |
| | Thomsonit | „ | Tafeln, Blätter | „ | (010) (100) | | „ | leistenförmig | ± | farblos | |
| | Heulandit (Stilbit) Blätterzeolith | mon. | Blätter, Tafeln | „ | (010) | | 001 : 100 | Leisten, Tafeln | − | „ | |
| | Stilbit, Desmin, Strahlzeolith | „ | Stengel, Blätter | „ | (010) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | Leistchen | − | „ | |
| | Epistilbit | „ | Säulen, Blätter | „ | (010) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | Leisten | + | „ | |
| | Skolezit | „ | Säulen, Nadeln | d | (110) | 88°.5 | 110 : 1$\bar{1}$0 | schmale Leisten | − | „ | |
| | Phillipsit | „ | Säulchen, Nadeln | g | (010) (001) | | 001 : 010 | leistenförmig | + | „ | |
| | Harmotom | „ | „ | „ | „ | | „ | „ | ± | „ | |
| | Laumontit | „ | Säulchen | g schl. | (010) (100) | | 110 : 1$\bar{1}$0 | „ | + | „ | |

| aus | Optische Orientierung | $\alpha$ | $\beta$ | $\gamma$ | $\gamma-\alpha$ | $\gamma-\beta$ | $\beta-\alpha$ | Opt. Charakter | Dispersion | Axenwinkel | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | b = c, a : a = +5° ca. | 1.519 | 1.523 | 1.525 | 0.006 | 0.002 | 0.003 | — | sehr deutlich $\varrho > v$ | 2V = 70° 80° | Zwillingsbild. nach Karlsbader Gesetz sehr verbreitet, selten nach Bavenoer Gesetz. |
| | ebenso: oder b = b, a : a = +5° ca. | " | " | " | " | " | " | — | für b = c $\varrho > v$ für b = b $\varrho < v$ | 2V klein bis 0° | ebenso |
| | b = b, a : a = −62° | 1.584 | 1.589 | 1.594 | 0.010 | 0.005 | 0.005 | + | | 2V = 86° | ebenso |
| | b = c, a : a = −6° | 1.537 | 1.540 | 1.542 | 0.005 | 0.002 | 0.003 | — | | | |
| | Ap = +16°, Am = +5° | 1.519 | 1.523 | 1.526 | 0.007 | 0.003 | 0.004 | — | $\varrho > v$ | 2V = 71° 84° | Polysynthetische Zwillingsbild. nach Albit- und Periklingesetz. |
| | Ap = +1° bis +4°, Am = +4° bis +10° | 1.523 | 1.528 | 1.529 | 0.006 | 0.001 | 0.005 | — | $\varrho > v$ | 2V = 43°–53° | " |
| | Ap = +4°.30, Am = +19° | 1.529 | 1.532 | 1.539 | 0.010 | 0.007 | 0.003 | + | $\varrho < v$ | 2V = 77° 84° | " |
| | Ap = +3°, Am = +14°, | 1.534 | 1.538 | 1.543 | 0.009 | 0.005 | 0.004 | + | $\varrho < v$ | 2V = 84° 90° | " |
| | Ap = +1°, Am = +4°.5 | 1.540 | 1.544 | 1.547 | 0.007 | 0.003 | 0.004 | — | $\varrho > v$ | 2V = 90° 98° | " |
| | Ap = −2°, Am = −8° | 1.549 | 1.553 | 1.555 | 0.006 | 0.002 | 0.004 | + | $\varrho < v$ | 2V = 90°–80° | " |
| | Ap = −5°, Am = −16° | 1.555 | 1.558 | 1.563 | 0.008 | 0.005 | 0.003 | + | $\varrho < v$ | 2V = 80° 75° | " |
| | Ap = −17°, Am = −29° | 1.561 | 1.564 | 1.569 | 0.008 | 0.005 | 0.003 | — | $\varrho > v$ | 2V = 90°–80° | " |
| | Ap = −37° Am = −36° | 1.575 | 1.584 | 1.588 | 0.013 | 0.004 | 0.009 | — | $\varrho > v$ | 2V = 80° 77° | " |
| | Ap = 5°, Am = 7°.5 | | | | | | | | $\varrho > v$ | | " |
| | a = a, c = c | 1.477 | 1.480 | 1.489 | 0.012 | 0.009 | 0.003 | + | $\varrho < v$ | 2V = 60°–62°.5 | |
| | a = a, b = c | 1.497 | 1.503 | 1.525 | 0.028 | 0.022 | 0.006 | + | stark $\varrho < v$ | 2E = 87° ca. | |
| | b = c, a : a sehr klein | 1.498 | 1.499 | 1.505 | 0.007 | 0.006 | 0.001 | + | deutlich gekreuzt $\varrho < v$ | 2E = 0°–55° | |
| | b = b, c : a = 8° ca. | 1.494 | 1.498 | 1.500 | 0.006 | 0.002 | 0.004 | — | $\varrho < v$ | 2E = 52° | |
| | b = b, c : c = −9° | | 1.51 | | 0.010 | 0.008 | 0.002 | — | deutlich $\varrho < v$ | 2E = 67° 83° | Zwillinge nach (100). |
| | b = c, c : a = 17° | | 1.502 | | 0.007 | | | — | kräftig $\varrho < v$ | 2E = 50° 60° | " |
| | b = a, a : c = 11°–18° | | 1.51 bis 1.57 | | 0.003 | | | + | sehr schwach $\varrho < v$ | 2E = groß | Zwillinge und Vierlinge. |
| | b = c, a : a = 26° ca. | | 1.516 | | 0.005 | 0.003 | 0.002 | + | | | " |
| | b = b, c : c = +20° | 1.513 | 1.524 | 1.525 | 0.012 | 0.001 | 0.011 | — | kräftig $\varrho < v$ | 2E = 54° ca. | Zwillinge nach (100). |

Separat-Abdruck aus dem Centralblatt f. Min. etc. Jahrg. 1905. No. 24.

# Berichtigung und Nachtrag zur „Mikroskopischen Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien".

Von **E. A. Wülfing.**

Langfuhr-Danzig, 16. November 1905.

In einer kürzlich erschienenen Besprechung der „Physiographie" [1] machte F. Becke auf den Widerspruch aufmerksam, der in einer Seite 330 der zweiten Hälfte des ersten Bandes enthaltenen Tabelle über Molekularprozente und spezifische Gewichte der Pla-

[1] T. M. P. M. 24. 1905. p. 246—247.

gioklase enthalten sei. In der Tat sind die dort angegebenen spezifischen Gewichte nicht richtig, da durch ein bedauernswertes Versehen für Albit das doppelte Molekulargewicht in die Rechnung eingesetzt worden war. Es bezieht sich also:

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| die Zahl | 2,643 | nicht auf | $Ab_{75}$ | $An_{25}$, | sondern auf | $Ab_{150}$ | $An_{25}$ | (= $Ab_6$ | $An_1$) |
| „ „ | 2,669 | „ „ | $Ab_{50}$ | $An_{50}$, | „ „ | $Ab_{100}$ | $An_{50}$ | (= $Ab_2$ | $An_1$) |
| „ „ | 2,705 | „ „ | $Ab_{25}$ | $An_{75}$. | „ „ | $Ab_{50}$ | $An_{75}$ | (= $Ab_2$ | $An_3$) |

und das gleiche gilt für alle übrigen Angaben.

Leider ist die Tabelle noch in anderem Sinne unrichtig. Ihre Zahlen für die chemische Zusammensetzung der Zwischenglieder beziehen sich nicht auf molekularprozentische, sondern auf gewichtsprozentische Mischungen von Albit und Anorthit.

In nachstehender Tabelle sind die richtigen Zahlen enthalten, die zum Überkleben der bisherigen Tabelle noch einmal auf einem, dieser Nummer des Centralblatts beiliegenden, Zettel abgedruckt wurden [1].

| | $Ab_{100}An_0$ | $Ab_{95}An_5$ | $Ab_{90}An_{10}$ | $Ab_{85}An_{15}$ | $Ab_{80}An_{20}$ | $Ab_{75}An_{25}$ | $Ab_{70}An_{30}$ | $Ab_{65}An_{35}$ | $Ab_{60}An_{40}$ | $Ab_{55}An_{45}$ | $Ab_{50}An_{50}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68.81 | 67.46 | 66.12 | 64.79 | 63.46 | 62.14 | 60.83 | 59.53 | 58.24 | 56.95 | 55.67 |
| $Al_2O_3$ | 19.40 | 20.31 | 21.22 | 22.12 | 23.01 | 23.90 | 24.78 | 25.66 | 26.53 | 27.40 | 28.26 |
| $CaO$ | 0.00 | 1.06 | 2.11 | 3.16 | 4.21 | 5.25 | 6.28 | 7.30 | 8.32 | 9.33 | 10.34 |
| $Na_2O$ | 11.79 | 11.17 | 10.55 | 9.93 | 9.32 | 8.71 | 8.11 | 7.51 | 6.91 | 6.32 | 5.73 |
| Sa. | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Sp.G. = $D_m$ = | 2.624 | 2.631 | 2.637 | 2.644 | 2.651 | 2.658 | 2.664 | 2.671 | 2.678 | 2.684 | 2.691 |

| | $Ab_{45}An_{55}$ | $Ab_{40}An_{60}$ | $Ab_{35}An_{65}$ | $Ab_{30}An_{70}$ | $Ab_{25}An_{75}$ | $Ab_{20}An_{80}$ | $Ab_{15}An_{85}$ | $Ab_{10}An_{90}$ | $Ab_5An_{95}$ | $Ab_0An_{100}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . | 54.40 | 53.14 | 51.88 | 50.63 | 49.39 | 48.16 | 46.93 | 45.71 | 44.49 | 43.28 |
| $Al_2O_3$ . . . | 29.12 | 29.97 | 30.82 | 31.66 | 32.50 | 33.33 | 34.16 | 34.98 | 35.80 | 36.62 |
| $CaO$ . . . | 11.34 | 12.34 | 13.33 | 14.31 | 15.29 | 16.26 | 17.23 | 18.19 | 19.15 | 20.10 |
| $Na_2O$ . . . | 5.14 | 4.55 | 3.97 | 3.40 | 2.82 | 2.25 | 1.60 | 1.12 | 0.56 | 0.00 |
| Sa. . . . | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Sp.G. = $D_m$ = | 2.698 | 2.705 | 2.711 | 2.718 | 2.725 | 2.731 | 2.738 | 2.745 | 2.751 | 2.758 |

Die dieser Tabelle zugrunde gelegten Atomgewichte sind Si = 28.4, Al = 27.1, Ca = 40.1, Na = 23.05, O = 16.0.

Zur Vorgeschichte der verunglückten Tabelle sei mir gestattet zu bemerken, daß Herr Geh. Rat Rosenbusch zuerst Zahlen für das spezifische Gewicht aufgenommen hatte, die auf graphischem Wege als lineare Funktionen der Molekularprozente bestimmt waren.

Während der im Drange der Geschäfte der hiesigen Neugründung im vergangenen Winter gelesenen Korrektur schwebten mir die

[1] Sonderabzüge dieser Berichtigung mit Zettel sind für die Besitzer der „Physiographie“ bis auf weiteres und soweit der Vorrat reicht, gratis von der Verlagsbuchhandlung zu beziehen.

Erörterungen J. Retger's vor, wonach bekanntlich die spezifischen Gewichte von isomorphen Mischungen sich als quadratische Funktion der Molekularprozente (ebenso wie der Gewichtsprozente), dagegen als lineare Funktion der Volumprozente darstellen. Bei der Berechnung nach der Tschermak'schen Formel beging ich aber leider den angegebenen Fehler und versäumte auch, da die Drucklegung eilte, mir von der enormen Abweichung der neu gefundenen Werte Rechenschaft zu geben.

Eine richtige Rechnung hätte Werte geliefert, die im Maximum nur um zwei Einheiten der vierten Dezimale von den als lineare Funktion berechneten oder konstruierten spezifischen Gewichten abgewichen wären. Die von Rosenbusch graphisch ermittelten spezifischen Gewichte hätten also praktisch durchaus genügt, wenn sie auch theoretisch nicht ganz einwandfrei waren, da die Molekularvolumina von Albit (100.36) und Anorthit (101.20) nicht vollkommen gleich sind.

Um zu erkennen, wie weit die verschiedenen chemischen Zusammensetzungen und spezifischen Gewichte bei verschiedenen Mischungsgrundmaßen je voneinander abweichen, möge nachstehenden kurzen Erörterungen hier Raum gegeben werden.

Nennen wir in den drei Gleichungen, welche die Beziehungen zwischen einerseits spezifischem Gewicht, anderseits Molekülprozenten, Gewichtsprozenten und Volumprozenten ausdrücken,

$D_m$, $D_g$, $D_v$ die spezifischen Gewichte,

M, G, V die Prozentzahlen von Albitmolekülen, Albitgewichten und Albitvolumina; ferner

$d_1$ und $d_2$ die spezifischen Gewichte von Albit (2.624) und Anorthit (2.758) und schließlich Ab und An die Molekulargewichte von Albit (263.35) und Anorthit (279.10), so ist nach Retgers oder z. T. auch nach Tschermak:

$$(1) \qquad D_m = \frac{M \,.\, Ab + (100 - M) \,.\, An}{M \,.\, \frac{Ab}{d_1} + (100 - M) \,.\, \frac{An}{d_2}}$$

$$(2) \qquad D_g = \frac{100\, d_1 \,.\, d_2}{100\, d_1 + (d_2 - d_1)\, G}$$

$$(3) \qquad D_v = \frac{d_1 - d_2}{100} \,.\, V + d_2.$$

In diesen Gleichungen sind $D_m$ und M, $D_g$ und G, $D_v$ und V die Variabeln, welche in (1) und (2) in bilinearer, in (3) in linearer Form auftreten. Die ersten beiden Gleichungen stellen Hyperbeln bezogen auf Koordinatenachsen, welche den Asymptoten parallel laufen, dar, die dritte Gleichung ist die einer Geraden.

Zeichnet man diese drei Linien auf, so findet man, daß sie fast vollkommen in eine einzige Gerade zusammenfallen. Die kleinen Abweichungen lassen sich aus folgender Tabelle erkennen:

| | Spezifisches Gewicht für | | |
|---|---|---|---|
| | Molekularprozentische Zusammensetzung $D_m$ | Gewichtsprozentische Zusammensetzung $D_g$ | Volumprozentische Zusammensetzung $D_v$ |
| $Ab_{75}An_{25}$ | 2.6577 | 2.6562 | 2.6575 |
| $Ab_{50}An_{50}$ | 2.6912 | 2.6893 | 2.6910 |
| $Ab_{25}An_{75}$ | 2.7246 | 2.7232 | 2.7245 |

Es ist also für die praktische Feldspatbestimmung einerlei, ob man die Mischung, für welche das spezifische Gewicht angegeben ist, auf Molekularprozente (95 Moleküle Albit auf 5 Moleküle Anorthit usw.) oder Gewichtsprozente (95 Gramm Albit auf 5 Gramm Anorthit usw.) oder Volumprozente (95 Volumina Albit auf 5 Volumina Anorthit usw.) bezieht.

Auch in der chemischen Zusammensetzung (68.81 % $SiO_2$ usw.) ist bei den nach Molekularprozenten oder Volumprozenten aufgebauten Mischungen der Unterschied sehr gering, wie man schon der obigen Zusammenstellung der spezifischen Gewichte entnehmen und aus der folgenden Tabelle, welche die chemische Zusammensetzung von drei nach Volumprozenten aufgebauten Mischungen angibt, durch Vergleich mit den analogen Zahlen der Tabelle auf S. 746 ersehen kann.

| | $Ab_{75}An_{25}$ | $Ab_{50}An_{50}$ | $Ab_{25}An_{75}$ |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . . . | 62.19 | 55.73 | 49.43 |
| $Al_2O_3$ . . . . . | 23.87 | 28.22 | 32.47 |
| $CaO$ . . . . . | 5.21 | 10.30 | 15.26 |
| $Na_2O$ . . . . . | 8.73 | 5.75 | 2.84 |
| | 100.00 | 100.00 | 100.00 |

Die neue auf dem beigefügten Zettel befindliche Tabelle stimmt also bezüglich der chemischen Zusammensetzung und der spezifischen Gewichte nicht nur genau auf molekularprozentisch aufgebaute Mischungen, sondern auch sehr angenähert auf volumprozentisch aufgebaute Mischungen. Die Abweichungen bei gewichtsprozentisch gemessenen Mischungen sind etwas erheblicher, wie eine letzte Tabelle verdeutlichen mag:

| | $Ab_{100}An_0$ | $Ab_{95}An_5$ | $Ab_{90}An_{10}$ | $Ab_{85}An_{15}$ | $Ab_{80}An_{20}$ | $Ab_{75}An_{25}$ | $Ab_{70}An_{30}$ | $Ab_{65}An_{35}$ | $Ab_{60}An_{40}$ | $Ab_{55}An_{45}$ | $Ab_{50}An_{50}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 68.81 | 67.53 | 66.26 | 64.98 | 63.71 | 62.43 | 61.15 | 59.87 | 58.60 | 57.32 | 56.05 |
| $Al_2O_3$ | 19.40 | 20.26 | 21.12 | 21.98 | 22.84 | 23.70 | 24.56 | 25.42 | 26.29 | 27.15 | 28.01 |
| $CaO$ | 0.00 | 1.01 | 2.01 | 3.02 | 4.02 | 5.03 | 6.03 | 7.04 | 8.04 | 9.05 | 10.05 |
| $Na_2O$ | 11.79 | 11.20 | 10.61 | 10.02 | 9.43 | 8.84 | 8.26 | 7.67 | 7.07 | 6.48 | 5.89 |
| Sa. | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Sp. G. = $D_g$ = | 2.624 | 2.630 | 2.637 | 2.643 | 2.650 | 2.656 | 2.663 | 2.669 | 2.676 | 2.683 | 2.689 |

| | $Ab_{45}An_{55}$ | $Ab_{40}An_{60}$ | $Ab_{35}An_{65}$ | $Ab_{30}An_{70}$ | $Ab_{25}An_{75}$ | $Ab_{20}An_{80}$ | $Ab_{15}An_{85}$ | $Ab_{10}An_{90}$ | $Ab_5An_{95}$ | $Ab_0An_{100}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ . . . | 54.77 | 53.49 | 52.22 | 50.94 | 49.66 | 48.39 | 47.11 | 45.83 | 44.56 | 43.28 |
| $Al_2O_3$ . . . | 28.87 | 29.73 | 30.59 | 31.45 | 32.31 | 33.17 | 34.03 | 34.90 | 35.76 | 36.62 |
| $CaO$ . . . | 11.06 | 12.06 | 13.07 | 14.07 | 15.08 | 16.08 | 17.09 | 18.09 | 19.10 | 20.10 |
| $Na_2O$ . . . | 5.30 | 4.72 | 4.12 | 3.54 | 2.95 | 2.36 | 1.77 | 1.18 | 0.58 | 0.00 |
| Sa. . . . | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| Sp. G. = $D_g$ = | 2.696 | 2.703 | 2.709 | 2.716 | 2.723 | 2.730 | 2.737 | 2.744 | 2.751 | 2.758 |

1032 24

3 2044 034 713 651

DATE DUE

QE 434 .R818 v.1 pt. 2

Rosenbusch and Wulfing

Mikroskopische physiographie der petrographisch wichtigen mineralien

| DATE | ISSUED TO |
| --- | --- |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |
| | |

QE 434 .R818 v.1 pt. 2

DEMCO